

# THÈSE

présentée à

**L'UNIVERSITÉ BORDEAUX I**

ÉCOLE DOCTORALE Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de  
l'Environnement

par **Valérie Bellec**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR**

SPÉCIALITÉ : **Géologie Marine**

\*\*\*\*\*

EVOLUTION MORPHOSTRUCTURALE ET

MORPHOSEDIMENTAIRE

DE LA PLATE-FORME AQUITAINE DEPUIS LE NEOGENE

\*\*\*\*\*

Soutenue le : 25 Novembre 2003

Après avis de :

**MM.** Michael Collins, Professeur à l'Université de Southampton  
Serge Berné, Ingénieur à l'IFREMER

**Rapporteurs**

Devant la commission d'examen formée de :

**MM.** Patrice Castaing, Professeur à l'Université Bordeaux I  
Pierre Cirac, Maître de Conférences à l'Université Bordeaux I  
Jean-Luc Schneider, Professeur à l'Université Bordeaux I  
Thierry Garlan, Ingénieur au SHOM

**Président  
Directeur de thèse  
Examineurs**



## SOMMAIRE

SOMMAIRE.....	i-iv
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE A- ETAT DES CONNAISSANCES.....	3
1-PRESENTATION DU BASSIN AQUITAIN.....	5
1-1-Limites.....	5
1-2-Les domaines morphostructuraux du Plateau Aquitain .....	6
1-3- Hydrographie.....	7
1-4- Formation du Bassin Aquitain et de la plate-forme continentale adjacente.....	9
1-4-1- Le Mésozoïque.....	9
1-4-2- Le Cénozoïque.....	11
1-4-2-1 Le Paléocène.....	11
1-4-2-2 L'Eocène.....	12
1-4-2-3 L'Oligocène.....	13
1-4-2-4 Le Miocène.....	14
1-4-2-5 Le Pliocène.....	16
1-4-2-6 Le Quaternaire.....	17
1-4-2-6-1 Climat et réponse du réseau hydrographique.....	17
1-4-2-6-2 La sédimentation néogène et quaternaire sur le continent...18	
2- ETAT DES CONNAISSANCES SISMIQUES SUR LE SUBSTRATUM	
ACOUSTIQUE.....	19
2-1- Le domaine profond.....	19
2-2- La plate-forme.....	22
2-2-1 Le plateau Nord-Aquitain.....	22
2-2-2 La zone subsidente Parentis-Cap Ferret.....	25
2-2-3 Le haut plateau des Landes.....	27
3- ETAT DES CONNAISSANCES SISMIQUES SUR LA COUVERTURE MEUBLE	
QUATERNAIRE.....	29
3-1- Les faciès sismiques.....	29
3-2- Les formes sédimentaires de surface .....	31
3-2-1- Hydrodynamisme.....	31
3-2-2- Les échos-faciès.....	32
3-2-3- Les formes de surface.....	33
3-2-4- Genèse des formes de surface.....	33
CHAPITRE B- MATERIEL ET METHODES.....	35
1-MATERIEL.....	37
1-1-Les données et la zone d'étude.....	37
1-2-Matériels .....	38
1-2-1- Le matériel.....	38
1-2-1-1- Le sparker.....	38
1-2-1-2 La sismique monotraces.....	39
1-2-1-3- Les sondeurs de sédiment.....	40
1-2-2- Les traitements.....	42

2 -LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE : PRINCIPES ET METHODES.....	45
2-1- L'analyse séquentielle.....	46
2-1-1- Les séquences sismiques.....	46
2-1-2 La stratigraphie sismique, principe et méthode.....	47
2-2- Relations des strates aux limites de séquences .....	48
2-3- Les paramètres internes des réflexions .....	49
2-4- La configuration interne des réflexions .....	50
2-5- La configuration externe.....	51
2-6- Cadre chronostratigraphique.....	52
2-7- Les modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle.....	54
2-7-1 Principes retenus.....	54
2-7-2 Les différents types de modèles.....	55
2-7-2-1 Le modèle de la stratigraphie séquentielle.....	56
2-7-2-2 Le modèle de Galloway (1989) .....	57
2-7-2-3 Modèle dynamique de Thorne et Swift (1991).....	59
 CHAPITRE C- ETUDE DU SUBSTRATUM ACOUSTIQUE.....	61
1- La plate-forme sud-aquitaine.....	65
1-1 Description des unités sismiques.....	65
1-1-1 Unité sismique U3.....	65
1-1-1-1 Description des profils Nord-Sud.....	65
1-1-1-2 Description des profils Est-Ouest.....	73
1-1-2 Unité sismique U2.....	80
1-1-1-1 Description des profils Nord-Sud.....	80
1-1-1-2 Description des profils Est-Ouest.....	86
1-1-2-3 Carte des isochrones de la discontinuité S2 et des isopaques de l'unité U2.....	90
1-2 Interprétation des différentes sous-unités.....	94
1-2-1 L'unité U3.....	94
1-2-1-1 Position stratigraphique de l'unité U3.....	94
1-2-1-2 Les différents domaines de sédimentation .....	94
1-2-1-3 Comparaison entre les domaines de sédimentation.....	97
1-2-2 L'unité 2.....	98
1-2-2-1 Position stratigraphique de l'unité U2 .....	98
1-2-2-2 Evolution spatio-temporelle.....	99
1-3 Synthèse sur l'évolution depuis le Miocène de la plate-forme Sud-aquitaine.....	102
 2 La plate-forme nord-aquitaine .....	105
2-1 L'unité U6.....	107
2-1-1 Faciès sismique.....	107
2-1-2 Interprétation .....	107
2-2 Unité U5.....	108
2-2-1 Faciès sismique.....	108
2-2-2 Carte des isochrones de la discontinuité S5, carte des isopaques de l'unité U5.....	113
2-2-3 Interprétation .....	114
2-3 L'unité U4.....	116
2-3-1 Faciès sismique.....	116
2-3-2 Analyse des cartes isochrones et isopaques de l'unité U4.....	127

2-3-3 Interprétation .....	128
2-3-3-1 La sous-unité U4-1 .....	128
2-3-3-2 Les sous-unités U4-2, U4-3 et U4-4.....	129
2-4 Unité U3.....	134
2-4-1 Faciès sismique.....	134
2-4-2 Cartes des isochrones de la surface S3 et des isopaques de l'unité U3.....	141
2-4-3 Interprétation .....	143
2-5 Unité U2.....	146
2-5-1 Faciès sismique .....	146
2-5-2 Carte des isochrones de la discontinuité S2 et carte des isopaques de l'unité U2.....	149
2-5-3 Interprétation.....	151
2-5-3-1 La surface S2.....	151
2-5-3-2 La sous-unité inférieure.....	152
2-5-3-3 Le passage entre les sous-unités inférieure et supérieure.....	152
2-5-3-4 La sous-unité supérieure.....	153
2-6 Cadre stratigraphique des unités du substratum.....	155
2-7 Discussions et comparaison avec les travaux antérieurs.....	158
2-7-1 Les unités U5 et U6.....	158
2-7-2 Les unités U3 et U4.....	159
2-7-2-1 Evolution des unités sismiques.....	159
2-7-2-2 Les entailles (unités U3 et U4).....	162
a) Evolution du réseau hydrographique.....	163
b) Le corps sédimentaire complexe au Sud de la plate-forme nord-aquitaine.....	170
c) La bordure occidentale de l'unité U4.....	170
2-7-3 L'unité U2.....	171
3- Comparaison entre la plate-forme nord-aquitaine et la plate-forme sud-aquitaine.....	173
CHAPITRE D- ETUDE DE LA COUVERTURE MEUBLE.....	181
1-Topographie du plateau continental aquitain.....	183
2- La plate-forme sud-aquitaine.....	185
2-1 Description sismique.....	185
2-1-1 La zone externe.....	185
2-1-2 La zone médiane.....	193
2-1-3 La zone interne.....	193
2-2- Description et interprétation des cartes isopaques et isochrones.....	195
2-3 Discussion.....	203
2-3-1 La séquence type : processus de mise en place sur la plate-forme externe.....	203
2-3-2 La séquence 1-1 : un cycle eustatique complet.....	205
2-4- Interprétation stratigraphique.....	207
2-5 Conclusions.....	212
3- La plate-forme nord-aquitaine.....	215
3-1- Présentation et description de l'unité 1.....	215
3-1-1 La zone externe.....	215
3-1-1-1 La bordure « Ouest-Gironde ».....	215
3-1-1-1-1 Faciès sismique.....	218

3-1-1-2 Etude des cartes du bord de la plate-forme Nord-aquitaine.....	221
3-1-1-2 La bordure « Ouest-Lacanau ».....	225
3-1-2 La zone centrale.....	227
3-1-3 La zone interne.....	229
3-1-4 Les cartes isopaques et isochrones.....	235
3-2 Interprétation .....	237
3-2-1 La zone externe .....	237
3-2-1-1 La zone des corps de bordure de plate-forme .....	237
3-2-1-2 La bordure « Ouest-Lacanau ».....	238
3-2-2 La zone centrale .....	239
3-2-3 La zone interne .....	240
3-3 Position stratigraphique de l'unité U1 sur la plate-forme nord-aquitaine.....	244
3-3-1 La zone externe.....	245
3-3-2 La zone centrale... ..	247
3-3-3 La zone interne .....	248
3-4 Discussions.....	250
3-4-1 La zone externe.....	250
3-4-1-1 Les corps de bordure de plate-forme à l'Ouest.....	250
3-4-1-1-1 Les apports sédimentaires.....	250
3-4-1-1-2 Dépôt des sédiments.....	251
3-4-1-1-3 Remodelage des sédiments.....	251
3-4-1-2 La « Ouest-Lacanau ».....	252
3-4-1-2-1 Les apports sédimentaires.....	252
3-4-1-2-2 Dépôt des sédiments.....	252
3-4-1-2-3 Remodelage des sédiments.....	253
3-4-1-3 Synthèse des facteurs nécessaires à l'installation des corps dunaires de la zone externe.....	253
3-4-2 La zone centrale.....	255
3-4-3 La zone interne.....	255
3-5 Synthèse sur l'évolution de la couverture meuble de la plate-forme nord-aquitaine.....	258
3-6 Comparaison entre la plate-forme Sud et Nord.....	259
E- CONCLUSION.....	261
BIBLIOGRAPHIE.....	I-XXXVIII
Liste des figures.....	XXXIX

## **INTRODUCTION**

Les études sédimentologiques entreprises jusqu'à ces dernières années sur le plateau aquitain ne prenaient en compte que la partie superficielle des dépôts.

La nature granulométrique relativement grossière (sables et graviers) du sédiment ne permettait pas une grande pénétration (quelques mètres) en sismique très haute résolution. De même, les prélèvements par carottage (vibrocarottages) ne dépassaient pas les 3 mètres, sauf exceptionnellement sur les zones de recherche pétrolière, et sur le plateau interne entre Arcachon et Parentis où quelques carottages géotechniques (Alvinerie et al., 1967 ; Cirac et al., 1997) ont permis une pénétration d'une trentaine de mètres et ont atteint le Miocène terminal.

Les nouvelles techniques de sismique très haute résolution : sondeur de sédiment 2,5 kHz (fonctionnant en mode CHIRP à partir de 2001), sismique sparker, multitrace et monotrace, et les méthodes de traitement mis au point par l'IFREMER ont permis, à partir de 1995, d'obtenir des profils de très bonne qualité dépassant les 600 ms td de pénétration. Les campagnes océanographiques, effectuées entre l'embouchure de la Gironde au Nord et le canyon de Capbreton au Sud, amènent une vue plus précise de la plate-forme aquitaine dans son ensemble spatio-temporel incluant la partie supérieure du substratum néogène. L'évolution de la plate-forme pourra ensuite être replacée dans les grands modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle d'Exxon (1978), de Galloway (1989) et de Thorne et Swift (1991).

L'objectif principal de ce travail consiste à définir les processus qui contrôlent la mise en place des dépôts à partir de l'interprétation très détaillée des profils de sismique très haute résolution. Le type de sismique utilisée impliquant une pénétration réduite, l'étude débute à la fin du Paléogène et s'est essentiellement tournée vers les niveaux du Plio-Quaternaire et du Quaternaire supérieur, peu étudiés jusqu'à présent. L'étude de l'évolution de la plate-forme aquitaine permettra la proposition de modèles de dépôt.

La plate-forme aquitaine présente une structure très différente au Nord et au Sud. L'étude des processus de dépôt mettra en évidence les différences qui existent au niveau de la sédimentation et des facteurs qui contrôlent la mise en place des séquences qui composent la couverture sédimentaire de cette plate-forme.

Il est nécessaire de replacer ces formations dans un cadre morphostructural plus vaste. La plate-forme aquitaine étant le prolongement en mer du Bassin Aquitain, nous allons donc présenter, dans un premier paragraphe, l'état des connaissances sur ce bassin. Puis nous élargirons notre étude aux connaissances sismiques actuelles du Golfe de Gascogne. Nous présenterons ensuite les techniques permettant d'acquérir les données nécessaires à cette étude ainsi que les traitements effectués sur ces données. Ces dernières seront ensuite interprétées grâce aux méthodes d'interprétation de la sismique.

L'étude en elle-même de la plate-forme aquitaine sera divisée en deux grandes parties : l'analyse du substratum, qui s'est mis en place entre le Paléogène et le Quaternaire, et celle de la couverture meubles quaternaire correspondant à la dernière grande séquence déposée. Chacune de ces deux parties sera successivement étudiée sur la plate-forme sud-aquitaine puis sur la plate-forme nord-aquitaine.



## **Chapitre A**

### ***Etat des connaissances***



## **1-PRESENTATION DU BASSIN AQUITAIN**

Le Bassin Aquitain est encadré par des limites majeures et peut lui-même être subdivisé en plusieurs domaines structuraux. Nous verrons que le réseau hydrographique actuel est très récent.

L'histoire Mésozoïque et Cénozoïque de ce bassin sera ensuite abordée. Nous nous attarderons particulièrement sur les périodes correspondant à la deuxième moitié du Cénozoïque et au Quaternaire.

### **1-1-Limites**



Figure 1 : Limite du Bassin Aquitain et position de la zone d'étude.

Le Bassin Aquitain forme grossièrement un triangle limité (Klingebiel, 1972 ; figure 1) :

- au Nord par le seuil du Poitou, et par la Vendée,
- au Nord-Est par le Massif Central, la Montagne Noire et le seuil de Naurouze
- au Sud par le front Nord-Pyrénéen.
- à l'Ouest par le littoral aquitain.

Ce bassin est encadré par 2 lignes structurales majeures (BRGM *et al.*, 1974 ; figure 2)

- du Nord au Nord-Est, la flexure Celte-Aquitaine qui est une zone de fracture et qui se prolonge par la faille Toulouse-Villefranche,
- et au sud le front Nord-Pyrénéen.

Il se prolonge vers l'Ouest, en domaine marin, par le plateau aquitain.

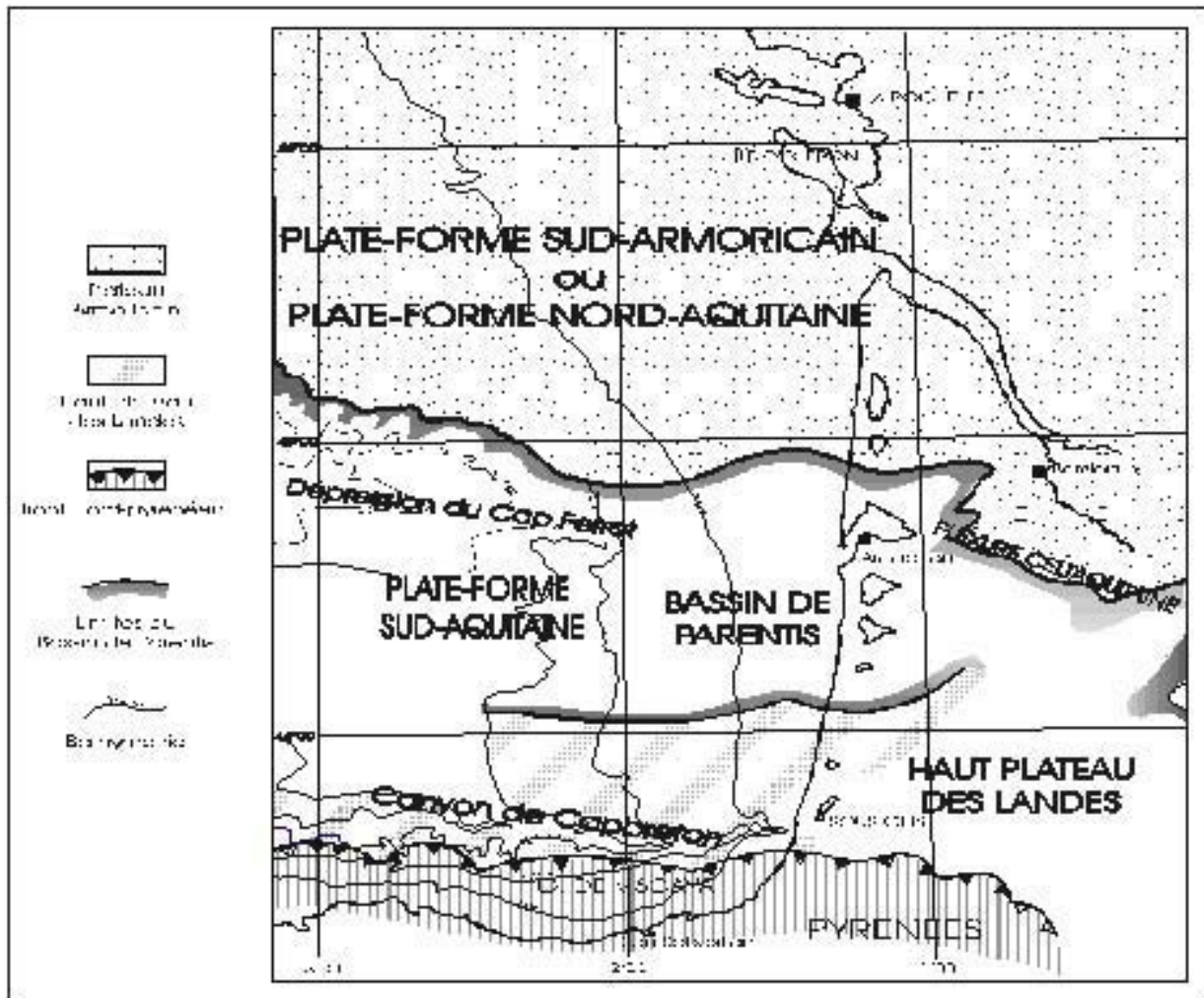


Figure 2 : Carte morphostructurale du Plateau Aquitain (d'après Bois et Gariel, 1994).

### **1-2-Les domaines morphostructuraux du Plateau Aquitain**

La flexure Celte-Aquitaine, alignée selon l'axe Toulouse-Arcachon, se prolonge en mer pour rejoindre la bordure continentale armoricaine en longeant au Nord la dépression du Cap Ferret. Apparu probablement dès l'époque hercynienne, elle marque la limite Sud de la plaque continentale européenne (Winnock, 1973). Il détermine sur le plateau aquitain deux domaines structuraux ayant des caractéristiques différentes (figure 2).

**Le domaine septentrional** correspond à la terminaison méridionale de la plate-forme armoricaine. C'est un domaine relativement stable ou affecté de très légers mouvements épirogéniques. Ce domaine est couvert par une série sédimentaire secondaire et tertiaire n'excédant pas 1000 m d'épaisseur (Bois *et al.*, 1997). Cette zone a subi de nombreuses émergences au cours du Cénozoïque et a été le siège de dépôts néritiques à continentaux où prédominent des faciès carbonatés (Winnock, 1971). Ce domaine est lui-même découpé en

plusieurs compartiments, limités par des structures plissées ou des failles affectant la couverture tertiaire (Caralp et Vigneau, 1960 ; Alvinerie, 1969 ; Naudin, 1971). Ces compartiments ont conditionné la sédimentation entre l'Eocène supérieur et le Pliocène, délimitant des domaines sédimentaires particuliers.

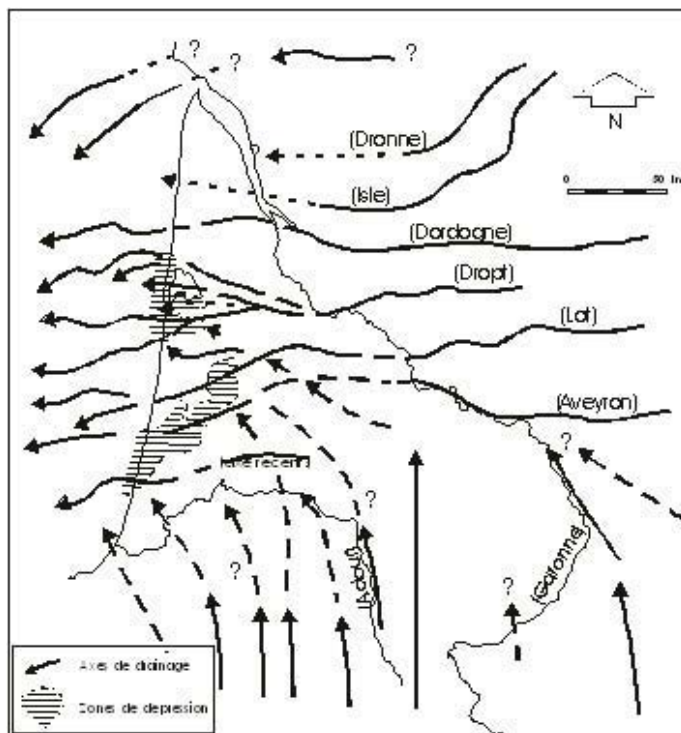
**Le domaine méridional** correspond à un bassin fortement subsident (Brunet, 1983, 1994 ; Brunet *et al.*, 1990) sous l'influence de la tectonique pyrénéenne, à laquelle s'ajoutent des phénomènes d'halocinèse. Ce domaine peut être, à son tour, subdivisé en 3 parties :

- au Nord, le Bassin de Parentis, longé par la flexure Celte-Aquitaine, présente une épaisse série sédimentaire, de 7000 à 15000 m d'épaisseur (Bois *et al.*, 1997), affectée par de nombreuses failles. La faille la plus importante est la faille Ibis : elle abaisse le flanc Nord du bassin de plusieurs kilomètres. Selon Bois *et al.* (1997), elle atteint le socle paléozoïque,

- au Sud, un sillon également subsident, le sillon sous-pyrénéen en avant du front Nord-pyrénéen,

- entre ces 2 zones, un « haut fond », le « seuil des Landes ».

### 1-3- Hydrographie



L'orientation actuelle des fleuves en direction du Nord est très récente (Klingebiel et Legigan, 1992). Celle-ci s'est mise en place à la suite de rejeux tectoniques importants qui ont provoqué les défluviations des paléo-fleuves vers leurs positions actuelles (Deserces *et al.* 1972 ; Prud'homme, 1972 ; Legigan, 1979 ; Klingebiel et Legigan, 1978, 1985).

Figure 3 : Reconstitution du réseau hydrographique au Pliocène (*in* Legigan, 1979).

En effet, au Pliocène, les fleuves avaient une orientation générale Est-Ouest (figure 3) et se dirigeaient directement vers l'océan Atlantique pouvant ainsi assurer une alimentation

terrigène importante en tête du canyon du Cap Ferret. Dubreuilh (1989) précise que, durant le Pliocène, un émissaire principal débouchant aux environs du Bassin d’Arcachon fournit la part la plus importante des apports sédimentaires de la côte Atlantique. A la fin du Pliocène, l’exutoire majeur fait une rotation de 30° vers le Nord-Ouest pour couler en direction de la région du bordelais (« paléo-Garonne »). Ainsi, pour Klingebiel et Legigan (1992), la Leyre et la plupart des petits fleuves côtiers auraient acquis leur orientation actuelle il y a moins de 120 000 ans. Par la suite, la mise en place d’un cordon dunaire a entraîné la séparation de ces fleuves et de l’océan (Klingebiel et Gayet, 1995).

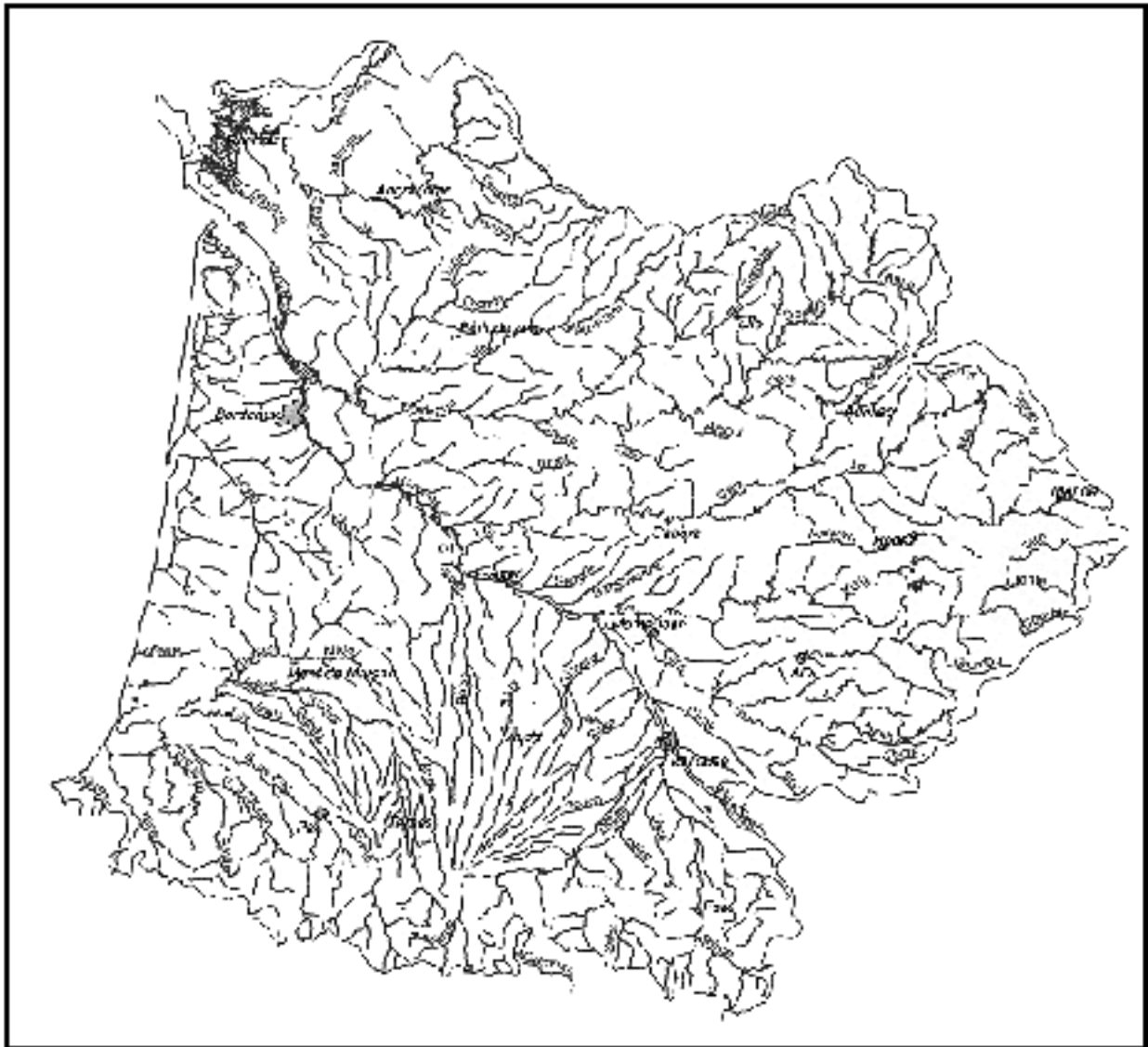


Figure 4 : Carte des principaux cours d'eau du Bassin Adour-Gironde (in [www.eau-adour-gironde.fr/presentation\\_bassin-c.html](http://www.eau-adour-gironde.fr/presentation_bassin-c.html)).

Actuellement, deux grands fleuves traversent le Bassin Aquitain (figure 4) : la Garonne et l’Adour. La superficie du bassin versant de la Garonne est de 57 000 km<sup>2</sup>, celui de l’Adour

16 000 km<sup>2</sup>. A ces deux fleuves, il faut rajouter la Dordogne (bassin versant de 24 000 km<sup>2</sup>) et la Charente (bassin versant de 10 000 km<sup>2</sup>). Il y a enfin, les fleuves côtiers, dont la Leyre est le plus important. Leurs bassins versants comptabilisent 8 000 km<sup>2</sup> (renseignements de l'Agence de l'Eau Adour-Gironde).

La charge sédimentaire actuelle amenée par les fleuves est de  $2,5 \cdot 10^6$  t/an de sédiments fins dont 60% sont apportés par la Gironde (Jouanneau *et al.*, 1999).

#### **1-4 – Formation du Bassin Aquitain et de la plate-forme continentale adjacente**

Cette zone s'est formée en plusieurs étapes depuis le Mésozoïque (Dardel et Rosset, 1971 ; Ricateau et Villemin, 1973 ; Winnock, 1973, 1974 ; Azambre *et al.*, 1981 ; Curnelle *et al.*, 1982, 1986 ; Boilot *et al.*, 1984 ; Mathieu, 1986 ; Bois *et al.*, 1994, 1997 ; Brunet, 1994). Comme nous l'avons vu précédemment, le plateau continental peut se subdiviser en une marge continentale Nord-aquitaine à caractère armoricain au Nord de 45° de latitude Nord, et une marge Sud-aquitaine entre N45° et le canyon de Capbreton qui constitue sa limite méridionale. Chacune de ces deux parties a eu un comportement structural et une évolution morphosédimentaire différents.

##### **1-4-1– Le Mésozoïque**

Au Trias se produit un rifting continental, conséquence d'un important étirement crustal. Cette première phase de distension crée un premier bassin sédimentaire, situé au Sud de la flexure Celte-Aquitaine, et ouvert sur une mer épicontinentale vers l'Ouest. Dans ce bassin s'accumulent près de 3 km de sédiments détritiques, de carbonates et d'évaporites (Winnock, 1974) qui couvrent progressivement l'Aquitaine, du Sud vers le Nord. Au contraire, le domaine situé au Nord de la flexure, plus stable, reçoit une quantité de sédiment réduite.

Au Trias supérieur, un confinement généralisé entraîne un important dépôt de sel qui se poursuivra jusqu'au Lias supérieur. A la fin du Trias, la subsidence est très active (Brunet, 1994) avec plus de 2000 m de dépôt.

Au Jurassique supérieur apparaissent les sous-bassins subsidents de Parentis (figure 5) et de l'Adour-Mirande séparés par le haut seuil des Landes (Boilot *et al.*, 1984). Les premiers mouvements halocinétiques se produisent alors. La bordure Nord-aquitaine est organisée en un vaste synclinal peu profond de direction Sud-Armoricaine (Frappa et Martin, 1975). La deuxième

phase de distension se produit du Jurassique supérieur à l'Aptien moyen, en relation avec le rifting précédent l'ouverture du Golfe de Gascogne. La marge Aquitaine s'organise en blocs basculés et une subsidence tectonique régionale et des phénomènes magmatiques apparaissent (Curnelle, 1986 ; Gariel *et al.*, 1997).

Au Crétacé, 2000 à 3000 mètres de sédiments se déposent au centre du bassin de Parentis (Bois et Gariel, 1994) en réponse à une subsidence importante. Si la dépression du Cap Ferret et le bassin de Parentis sont un large graben ouvert à l'Ouest sur la plaine abyssale (Dardel et Rosset, 1971), le plateau marginal des Landes et sa prolongation sous la plate-forme aquitaine ont constitué, dès le Crétacé inférieur, une zone structurale relativement stable, constituant le « seuil des Landes ». Au Nord, sur le plateau Sud-Armoricain, le Crétacé inférieur n'est visible qu'à partir du Sud de l'embouchure de la Gironde. Le plateau continental a alors une superficie au moins égale à celle d'aujourd'hui (Frappa et Martin, 1975).

Le Crétacé moyen voit une augmentation considérable de la subsidence dans le bassin de Parentis. Des fosses profondes se différencient dans le sous-bassin pyrénéen. Durant cette période, l'Ibérie entame un mouvement relatif sénestre. Les bassins vont alors évoluer en fosses et plate-formes au Crétacé supérieur. Le bassin d'Aquitaine montre l'aspect typique d'une marge stable (Ricateau et Villemin, 1973 ; Winnock *et al.*, 1973). Le poids des sédiments entraîne une reprise de l'halocinèse. A la fin du Crétacé supérieur, le bassin profond de Parentis est toujours bien individualisé (Bois et Gariel, 1994 ; figure 5).

Le début de la mise en compression de l'ensemble ouest européen se produit au Crétacé supérieur, où une croûte océanique se forme au Sénonien dans le Golfe de Gascogne, et sera active jusqu'à l'Eocène moyen, créant une seconde déformation dans le bassin de Parentis. C'est une période de raccourcissement au Sud de l'Aquitaine. En même temps, la subsidence du sillon sous-pyrénéen s'accroît, entraînant une importante sédimentation de type « flysch ». Au niveau du Bassin de Parentis, le raccourcissement est modéré (Curnelle, 1986 ; Gariel *et al.*, 1997). Les extrusions de sels et les olistholites se mettent en place par l'intermédiaire des failles principales souvent héritées du Paléozoïque (Bois et Gariel, 1994, figure 2). Puis la subsidence du bassin de Parentis s'arrête.



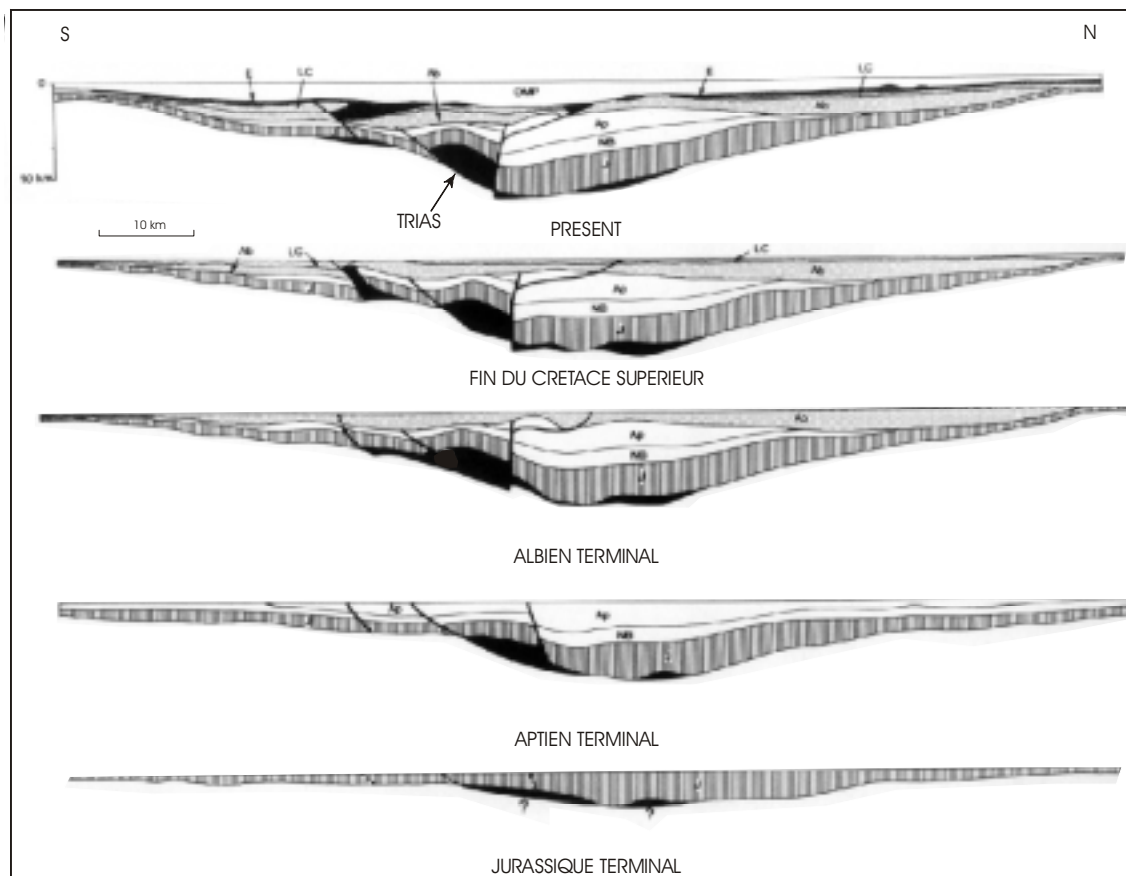


Figure 5 : Reconstruction du Bassin de Parentis à travers des coupes-temps (*in* Bois et Gariel, 1994). Ab Albien ; Ap Aptien ; E Paléocène-Eocène ; J Jurassique ; LC Crétacé supérieur ; M Miocène ; NB Néocomien-Barrémien ; O Oligocène.

## 1-4-2- Le Cénozoïque

Durant le Tertiaire, le Bassin Aquitain va subir de profondes modifications en raison de la surrection à cette époque de la chaîne pyrénéenne. La surface de base du Tertiaire est alors divisée en 3 panneaux à comportement différent (Kieken, 1973) :

- un panneau Nord (zone Nord-aquitaine), au-dessus d'une ligne Arcachon Toulouse, stable,
- un panneau médian, vers le Sud jusqu'au sillon pré-pyrénéen, nettement plus subsident,
- un panneau Sud correspondant au sillon pré-pyrénéen, subsident.

### 1-4-2-1 Le Paléocène

Avec la grande régression post-Crétacé, une sédimentation essentiellement continentale alimentée par le Massif Central prend naissance sur la bordure Nord-aquitaine. Les dépôts marins carbonatés, cantonnés au Sud d'une ligne allant d'Arcachon à Carcassonne, s'épaississent en

direction du sillon sous-pyrénéen qui commence à se combler d'Est en Ouest (flysch argilo-gréseux ; Legigan, 1979). Au Sud, le bassin de l'Adour correspond à une plate-forme carbonatée, aggradante puis rétrogradante, contemporaines de turbidites déposées plus au Sud dans une flexure (Serrano *et al.*, 2001).

Les dernières pulsations orogéniques se produisent à cette époque (Curnelle, 1986 ; Gariel *et al.*, 1997).

#### **1-4-2-2 L'Eocène**

L'Eocène inférieur est marqué par un optimum thermique entre 53 et 50 Ma suivi d'un refroidissement jusqu'à 40 Ma (Rouchy et Blanc-Valleron, 1999).

**A l'Eocène inférieur**, au Nord de l'Aquitaine, une grande partie de l'ancien plateau continental est maintenant exondée. Il correspond à une zone de plate-forme interne stable et peu profonde située au Nord d'un domaine de fosse (Parentis-Adour) (Frappa et Martin, 1975). La flexure sépare toujours une zone de sédimentation carbonatée, au Nord, d'un domaine où se produisent des dépôts turbiditiques au niveau de son axe.

Au Sud de l'Aquitaine, jusqu'à l'Eocène moyen, le sillon de Parentis et le sillon sous-pyrénéen se réunissent pour ne former qu'un vaste golfe, largement ouvert sur l'Atlantique, de Cazaux à Biarritz (Kieken, 1973 ; Winnock, 1973). Ce golfe commence à se combler par le Sud et d'Est en Ouest tandis que la zone du sillon de Parentis est pour l'instant sous-alimentée (Winnock, 1973 ; Legigan, 1979).

Pendant cette période, on observe un soulèvement du bassin de Parentis, tandis que la partie méridionale du Bassin Aquitain, subit un affaissement rapide (Brunet, 1983).

La sédimentation littorale est composée de sédiments terrigènes alors que les milieux plus profonds se caractérisent par des faciès calcaires et marneux. Vers la fin de la première moitié de l'Eocène, les sédiments détritiques envahissent toute la plate-forme marine, contribuant ainsi au comblement du Bassin Aquitain.

**A partir de la seconde moitié de l'Eocène**, la subsidence de la fosse sous-pyrénéenne s'atténue (Kieken, 1973). La surrection des Pyrénées entraîne des décharges d'énormes quantités de matériel déritique (conglomérats et molasses). La mer transgresse de nouveau mais son avancée est limitée par le remblayage des sédiments pyrénéens. Le sillon sous-pyrénéen se comble et le fond du golfe est envahi par les dépôts continentaux pyrénéens. Le bassin de Parentis se comble à son tour. Vers le Nord, l'extension des dépôts pyrénéens semble être arrêtée

par le prolongement vers l'Est du haut-fond de Villagrains (Legigan, 1979). Les dépôts de l'Eocène supérieur y sont très peu épais (calcaires compacts et argiles) : les apports du Massif Central diminuent.

### 1-4-2-3 L'Oligocène

L'Oligocène est une période où l'on enregistre des évolutions importantes en rapport avec des phénomènes d'ordres climatiques et tectoniques ayant entraîné de profondes modifications paléogéographiques au niveau du bassin (Gayet, 1985 ; figure 6). Le refroidissement climatique initié à l'Eocène se poursuit, les hivers deviennent plus marqués et la calotte glaciaire antarctique commence à se développer. Après un nouveau refroidissement autour de 29 Ma, le climat tend à se réchauffer (Rouchy et Blanc-Valleron, 1999).

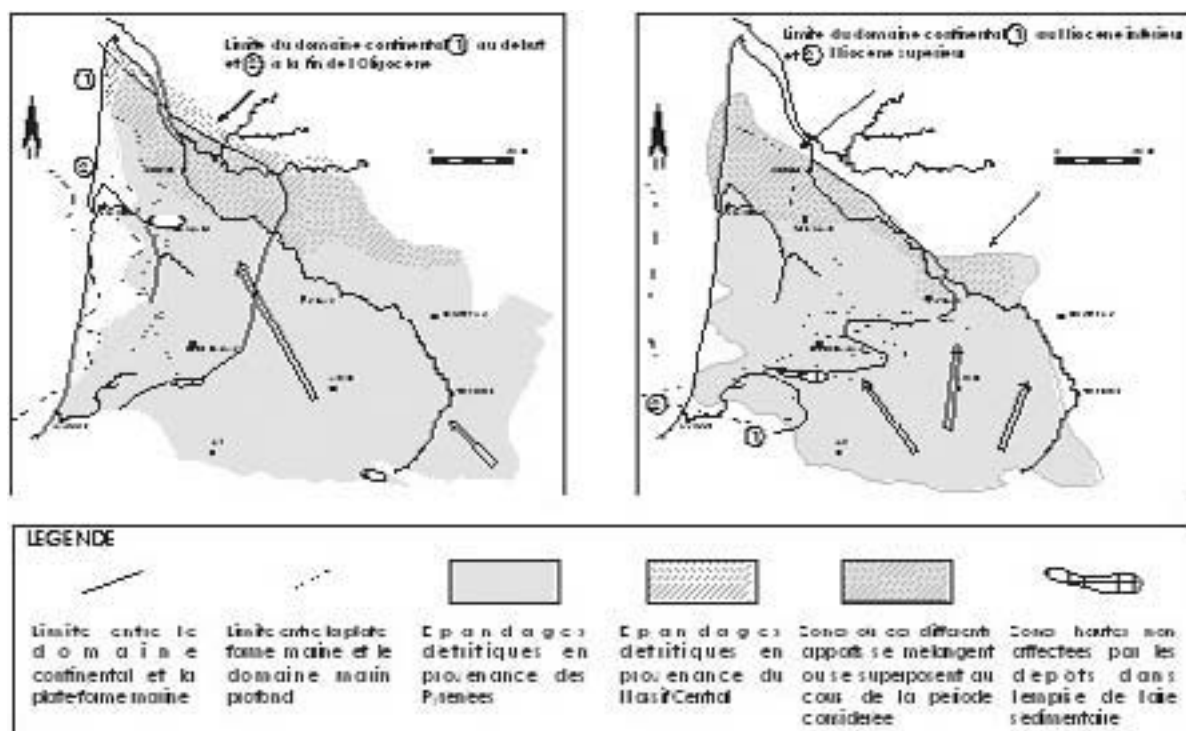


Figure 6 : Schéma des atterrissements détritiques au cours du Tertiaire, à gauche à l'Oligocène et à droite au Miocène (in Legigan, 1979, d'après les données de l'Atlas Géologique d'Aquitaine, 1974).

**1- Au début de l'Oligocène**, la région Nord-aquitaine se présente comme un domaine relativement plat, essentiellement continental, avec néanmoins une persistance du domaine marin littoral à l'Ouest et au Nord-Ouest. Elle est parcourue par un réseau fluvial en grande partie anastomosé, et de faible compétence (Tavares de Macedio Dias, 1976). Ce réseau fluvial se rajeunit progressivement et devient plus compétent en raison d'un climat chaud et surtout plus

humide, qui entraîne une reprise importante de la sédimentation terrigène et l'arrivée massive dans les plaines bordières de matériaux détritiques. Le niveau marin, transgressif, est fortement contrarié par l'arrivée massive du matériel terrigène ce qui entraîne des conditions régressives durant la deuxième moitié de l'Oligocène inférieur (Gayet, 1980).

Au Sud, la mer transgresse sur une partie du bassin comblé à l'Eocène supérieur à l'Est d'une ligne Sore-Garein (Klingebiel et Legigan, 1992) en un environnement néritique.

**2- La seconde moitié de l'Oligocène** comprend une phase transgressive majeure. L'extension de la mer y est importante. Le milieu continental se présente sous la forme d'une plate-forme à influences fluviales encore bien marquées. La phase de régression eustatique, qui marque de façon globale la fin de l'Oligocène, est accentuée par d'importants apports terrigènes consécutifs à une phase tectonique de surrection des Pyrénées, qui entraîne aussi des remontées diapiriques (Gayet, 1980). En même temps, la subsidence du bassin de Parentis reprend (Klingebiel et Legigan, 1992 ; Brunet, 1994). Par contre, la subsidence du sillon sous-pyrénéen s'atténue, réduisant son rôle de barrière. De puissantes séries argilo-marneuses venant des massifs pyrénéens arrivent dans l'Atlantique tandis que la compétence du réseau en provenance du Massif Central semble minimale durant cette période (Tavares de Macedio Dias, 1976). Le domaine marin est envahi par la progradation des matériaux terrigènes, et les bassins subsidents se comblent.

L'importance de la sédimentation Oligocène provoque au Sud de la flexure Celte-Aquitaine une avancée du rivage de plus d'une cinquantaine de kilomètres, la rupture de pente de la plate-forme est au niveau du littoral actuel (Winnock, 1973). Les structures tectoniques profondes, recouvertes par endroits de plus d'un millier de mètres de sédiments, sont alors oblitérées (Klingebiel et Legigan, 1992). Le sillon sous-pyrénéen est complètement colmaté (Kieken, 1973).

#### **1-4-2-4 Le Miocène**

Le climat est tropical jusqu'au Miocène inférieur. Les conditions climatiques évoluent vers une alternance de périodes chaudes humides et des périodes chaudes plus sèches. A partir de 15 Ma (Serravalien), des couches de glace permanente s'installent sur l'Antarctique, la calotte glaciaire atteignant son développement maximum au Miocène terminal entre 6 et 5 Ma. A la fin

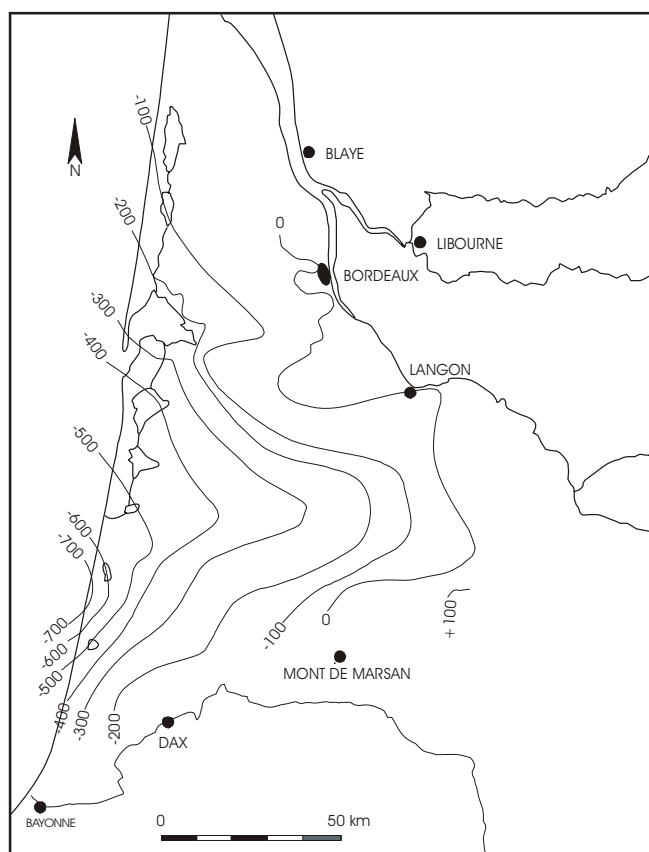


Figure 7 : Isobathes de la base du Miocène inférieur (in Alvinerie *et al.*, 1971).

du Miocène, le climat devient de plus en plus sec (Klingebiel, 1967 ; Alvinerie, 1969 ; Alvinerie et Latouche, 1969 ; Rouchy et Blanc-Valleron, 1999).

Au Miocène, la région landaise est une vaste plate-forme continentale (figure 7) soumise à plusieurs transgressions et régressions marines qui y déposent, sur une centaine de mètres d'épaisseurs, des sédiments marins sableux et calcaires (Klingebiel et Legigan, 1992) en grande partie d'origine pyrénéenne (figure 6). Par contre, dans le Nord de l'Aquitaine, les dépôts sont essentiellement issus du Massif Central (Dubreuilh, 1989).

**Au début du Miocène**, le domaine marin retrouve une extension maximale (marnes à huîtres de l'Agenais). Au Burdigalien, l'abaissement relativement rapide du niveau marin en deux étapes (Vigneaux, 1956 ; Caralp *et al.*, 1966 ; Alvinerie, 1969) et une surélévation générale de la région Nord-pyrénéenne, et dans une moindre mesure de la marge Nord-aquitaine et la région landaise, amènent des faciès régressifs (calcaire gris lacustre de l'Agenais). Il y a peu d'apports détritiques durant cette période. Puis la mer transgresse à nouveau vers l'Est. Une régression générale marque la fin du Miocène inférieur mais la ligne de rivage se situe toujours à l'Est de la côte actuelle.

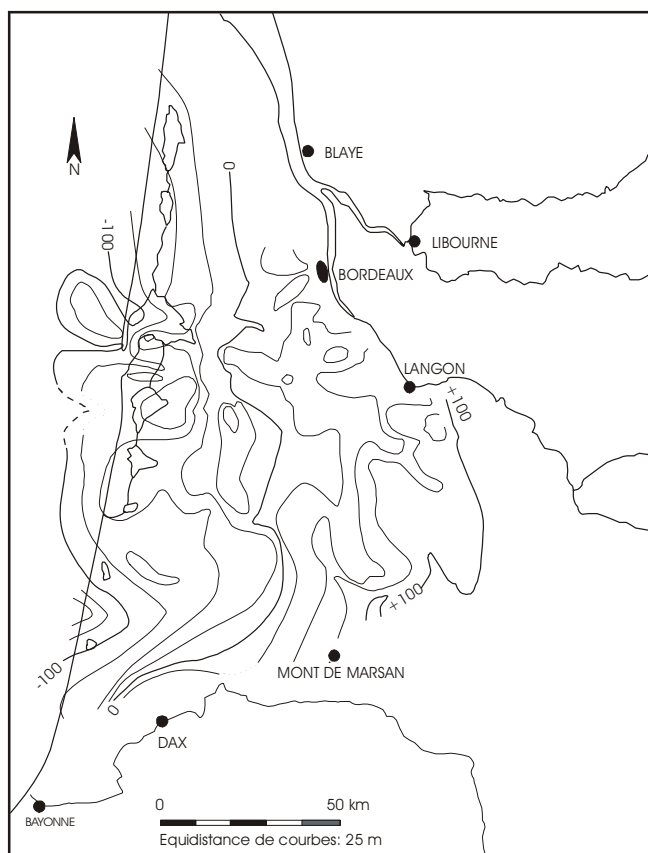
**Le Miocène moyen** débute par une nouvelle transgression d'extension limitée. La vaste régression marine qui suit provoque une nouvelle phase de comblement continental intense dont la région landaise constitue l'ultime réceptacle. Le domaine de sédimentation fluvio-lacustre se déplace vers le Sud, et on a une augmentation des formations détritiques liée à une pulsation orogénique tardive des Pyrénées. Les dépôts marins témoignent d'une ultime transgression au Miocène moyen (Helvétien ; Legigan, 1979 ; Klingebiel et Legigan, 1992) d'extension presque

aussi marquée que celle du Miocène inférieur au Sud. Au Nord, la limite entre la plate-forme marine et le domaine marin se situe plus à l'Ouest qu'au cours de la transgression du Miocène inférieur (Alvinerie, 1969 ; Alvinerie et Latouche, 1969, Alvinerie *et al.*, 1992 ; figure 6). Une phase tectonique se produit au Miocène moyen ; elle correspondrait à une phase de fracturation Nord-Sud de décrochement (Deregnacourt, 1981) qui provoquerait la déformation du Bassin Aquitain.

Deux marges totalement exondées subsistent au **Miocène supérieur**, l'une au Nord dans la région d'Hostens, l'autre au Sud dans la région d'Arjuzanx, où se produit une sédimentation fluvio-lacustre (Alvinerie, 1969 ; Legigan, 1979 ; Alvinerie *et al.*, 1992).

#### 1-4-2-5 Le Pliocène

Le climat se réchauffe de nouveau jusque vers 3 Ma. Un nouvel épisode de refroidissement général intervient au Pliocène terminal à partir de 2,6-2,3 Ma. Le climat devient



alors plus sec (Rouchy et Blanc-Valleron, 1999). Les premières oscillations entre climats chauds et froids apparaissent au Villafranchien (Klingebiel, 1967). La pluviométrie diminue et les saisons sont plus contrastées (Legigan, 1979).

Le Pliocène correspond à une phase de sédimentation très rapide. Les forages de la côte landaise (Orion, Antarès 1 et 2, Phœnix, La Croix, etc...) indiquent des dépôts constitués de sables fins, légèrement argileux, souvent riches en débris coquilliers (Sourdillon, 1960 ; Moyes, 1965 ; Alvinerie *et al.*, 1967).

Figure 8 : Isobathes de la base du Plio-Quaternaire (*in* Alvinerie *et al.*, 1971).

Une partie de la dépression entre Parentis et les Pyrénées s'est comblée. Le domaine de sédimentation se déplace nettement à l'Ouest, au niveau des Landes (figure 8), encore recouvert par les eaux marines à cette époque ( Frappa et Martin, 1975 ; Legigan, 1979). Cette zone reçoit désormais les sédiments détritiques venant des Pyrénées ainsi que du Nord et du Nord-Est par remaniements successifs. Le plateau marginal landais s'individualise à cette époque. Il est nettement limité de part et d'autres par deux sillons : la dépression de Cap Ferret et le canyon de Capbreton. A la fin de cette période, le bassin landais est totalement comblé et le littoral est rejeté encore plus à l'Ouest.

Deux périodes tectoniques tardives ont lieu, la première entre le Pliocène et le Pléistocène inférieur et la seconde au Pléistocène moyen, entraînant le changement de direction de la Garonne, puis le rejeu de la faille de la Garonne (Legigan, 1979).

#### **1-4-2-6 Le Quaternaire**

Au Quaternaire, le climat va jouer un rôle prépondérant dans le contrôle de la sédimentation. Il convient donc, avant d'aborder le cadre historique de cette période, de présenter les événements climatiques qui nous ont servi à établir la chronostratigraphie de notre étude.

##### **1-4-2-6-1 Climat et réponse du réseau hydrographique**

Le Quaternaire est essentiellement caractérisé par une succession de cycles climatiques glaciaires-interglaciaires de plus en plus marqués (les principaux cycles sont : Donau, Gunz, Mindel, Riss et Würm) auxquels correspondent des cycles glacio-eustatiques. Chaque période glaciaire comprend elle-même des interstades tempérés, généralement plus humides, dont les caractéristiques sont voisines du climat actuel voire légèrement plus chaudes.

Les plus anciennes manifestations froides sont reconnues dans les Pyrénées correspondent au « Donau ». Elles sont modérées et moins rigoureuses qu'au Gunz (Alimen, 1964).

Les oscillations froides s'affirment de plus en plus depuis le Villafranchien supérieur (Gunz) jusqu'au Riss III (très froid et très sec). Pendant ces périodes, de grandes quantités de matériaux sont mobilisés (Klingebiel, 1967). Caralp (1971) indique que l'on assiste en milieu marin dans le Golfe de Gascogne à un allongement relatif des interstades par rapport aux stades tels qu'ils sont connus sur le continent.

De plus, en début de réchauffement, la fonte des glaces, principalement sur les reliefs des Pyrénées et du Massif Central, entraîne d'intenses phénomènes de débâcles. Ces débâcles provoquent à la fois une augmentation du débit et de la charge solide des cours d'eau (Caralp, 1971 ; Legigan, 1979). Il en résulte une sédimentation hétérogène à dominante grossière. Ces débâcles provoquent aussi l'incision par les cours d'eau au début de l'interglaciaire. Ainsi, Laville (1983) indique que c'est à l'interglaciaire Riss-Würm (Eemien) que se produit la dernière incision de grande ampleur des dépôts alluviaux (8 à 10 m d'amplitude) dans le Bassin Aquitain.

Par la suite, au cours du réchauffement climatique, l'extension du couvert végétal entraîne le passage de conditions rhexistasiques à des conditions biostasiques, donc le passage à une sédimentation plus fine, argilo-silteuse. Cette sédimentation plus fine se propage en domaine marin en même temps que se produit la remontée du niveau marin (Legigan, 1979).

#### **1-4-2-6-2 La sédimentation néogène et quaternaire sur le continent**

Les sédiments quaternaires du Bassin Aquitain correspondent à une couverture qui a subi de multiples remaniements lors des phases climatiques. Selon Legigan (1979), le Plio-Quaternaire comprend de la base vers le sommet (1) les « Sables Fauves », (2) le « Complexe Intermédiaire » et (3) le « Sable des Landes » :

- les « Sables Fauves » seraient datés suivant les auteurs du Miocène supérieur ( Seronie-Vivien (1950-1952) ou du Pliocène (Vigneaux, 1950-1953). Ils possèdent des caractéristiques différentes suivant les endroits où ils se sont déposés (faciès fluviatile ou marin) et résulteraient d'un mélange de produits de remaniement de matériel plus ancien et d'apports détritiques d'origines variées (Alvinerie, 1969),
- le « Complexe Intermédiaire » correspond à des dépôts alluviaux mise en place depuis le Néogène jusqu'au Pléistocène (Legigan, 1979),
- le « Sable des Landes » proviendrait du remaniement éolien de dépôts alluvionnaires pyrénéens. Cette formation a une épaisseur variable ne pouvant excéder 3-4 m d'épaisseur (Legigan, 1979).



## **2- ETAT DES CONNAISSANCES SISMIQUES SUR LE SUBSTRATUM ACOUSTIQUE**

La plupart des campagnes sismiques entreprises antérieurement à notre étude sur le plateau aquitain ont été programmées par les pétroliers qui ne s'intéressaient qu'à la partie profonde de ces lignes sismiques, au détriment du Tertiaire. D'autres profils avec une résolution supérieure (étinceleur, airgun ou flexotir ; Alvinerie *et al.*, 1967 ; Frappa *et al.*, 1975) ont été tirés du milieu des années 1960 jusqu'à la fin des années 1970. Contrairement aux profils sismiques pétroliers, leurs pénétrations étaient plus faibles mais ils permettaient de détailler les différentes unités du Tertiaire, et plus particulièrement du Néogène.

Dans les années 1982-1984, les campagnes ECORS s'intéressent à la structure profonde du Golfe de Gascogne et du Bassin Aquitain. Les profils atteignent le Moho et montrent la totalité du remplissage sédimentaire des bassins.

Nous commencerons par examiner le domaine profond, comprenant la pente continentale et le glacis. Puis nous examinerons la plate-forme en tenant compte des différents domaines structuraux qui la compose : domaine armoricain, bassin de Parentis, haut plateau des Landes.

### **2-1- Le domaine profond**

Bien que le domaine profond sorte de notre zone d'étude, il est important de connaître son évolution dans le temps parce qu'il fait partie intégrante du bassin sédimentaire et qu'il est le réceptacle d'une bonne partie des sédiments qui transitent sur la plate-forme.

Des campagnes de sismique ont débuté sur ce domaine dans les années 1960-1970 (Cholet *et al.*, 1968 ; Montadert *et al.*, 1970 ; Sibuet *et al.*, 1971 ; Valéry *et al.*, 1971). Elles se sont poursuivies au cours des années 1970 (Deregnacourt, 1981 ; Cremer, 1983). Les interprétations sismiques ont été en partie comparées aux forages du programme DSDP.

La sismique réflexion a montré que le rebord actuel du plateau continental Aquitain ne représente pas une frontière structurale, mais seulement une limite morphologique correspondant au front de progradation de la plate-forme cénozoïque. La morphologie actuelle de la dépression du Cap Ferret serait due à des mouvements de distension au Tertiaire (Valéry

*et al.*, 1971). Cette structure d'effondrement se superpose à un graben plus ancien. Quatre grandes séries caractérisent la couverture de la marge continentale aquitaine (Cholet *et al.*, 1968 ; Montadert *et al.*, 1970). Nous nous intéresserons uniquement à la série supérieure, la série 1 (Eocène supérieur à Récent). C'est la série la moins déformée. Elle repose sur des séries d'autant plus déformées que l'on se dirige vers le Sud. La discordance d'âge Eocène supérieur correspondrait à la phase tectonique majeure, toutefois difficile à caractériser vers le Nord. La série 1 serait constituée de 2 séquences séparées par une discontinuité d'âge Miocène supérieur selon ces auteurs qui serait la conséquence d'un temps d'arrêt de la sédimentation turbiditique. Le toit de la séquence inférieure, turbiditique, pourrait être lié à des manifestations tardives de l'orogénèse pyrénéenne (Laughton *et al.*, 1972).

Sibuet *et al.* (1971) rajoutent, à l'intérieur de la série 1, une nouvelle discordance d'âge Miocène inférieur qui serait liée à l'une des dernières phases de l'orogénèse pyrénéenne.

Deregnacourt (1981 ; figure 9), reprenant les hypothèses de Sibuet *et al.* (1971), indique que la série 1 apparaît comme une série de remplissage recouvrant la discordance d'âge éocène moyen-supérieur. Cette série présente des discontinuités internes d'origine sédimentaire ou tectonique qui témoignent d'épisodes de déformation postérieurs à la première phase de serrage qui s'est produite à partir du Crétacé terminal et jusqu'à l'Eocène supérieur. Cette série est affectée par une discontinuité (MidR) d'âge Miocène supérieur.

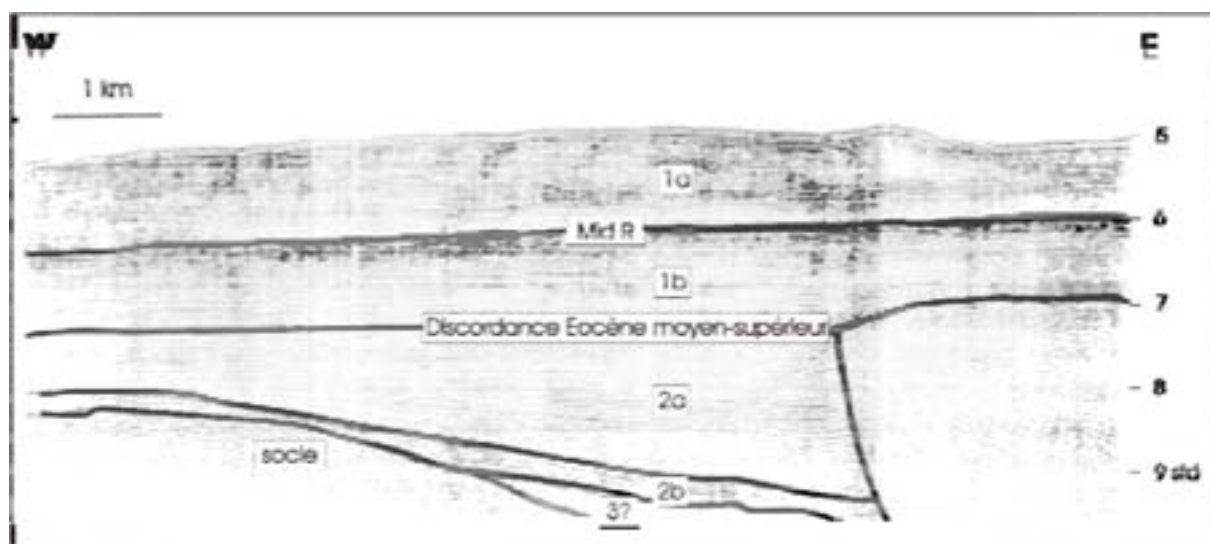


Figure 9 : Coupe sismique traversant le front d'accrétion tectonique au Nord-Ouest du Plateau Landais. Les 3 séries sur cette figure correspondent à celles identifiées par Cholet *et al.* (1968) et Montadert *et al.* (1970). La discordance Eocène moyen-supérieur sépare les unités inférieures de la série 1 qui nous intéresse particulièrement. On remarque la grande épaisseur de la série à l'intérieur de laquelle l'horizon Mid R apparaît nettement. Cet horizon, daté du Miocène supérieur, correspondrait à un arrêt de la sédimentation turbiditique (*in* Deregnacourt, 1981). 1 (1b et 1a) : Eocène supérieur à Quaternaire ; 2a : Paléocène à Eocène inférieur ; 2b : Crétacé supérieur ; 3 : Crétacé inférieur.

En résumé, quelles que soient les régions, par-dessus la discontinuité majeure intra-éocène supérieur se dépose la série 1. Elle est séparée en un terme supérieur miocène à pliocène, déposée dans des conditions peu subsidentes, et en un terme inférieur d'âge Eocène supérieur à Miocène qui correspond à une période plus subsidente.

Les sédiments progradants miocènes sont affectés, au Nord et à l'Ouest du plateau landais, par une fracturation importante qui aurait débuté dès le début du Miocène. Au Nord du plateau landais, les fractures sont Est-Ouest. Au Sud, elles bordent la dépression du Cap Ferret en délimitant d'importants blocs basculés. Elles résultent de la remobilisation d'anciennes failles normales d'âge crétacé inférieur.

De nouvelles campagnes de sismique haute résolution et de carottages effectuées vers la fin des années 1970 en domaine profond et en partie sur la plate-forme ont été interprétées par Cremer (1983). Celui-ci a distingué 4 grandes unités, de l'Eocène supérieur au Quaternaire. L'étude de ces unités a permis de reconstituer les périodes d'alimentation sur la marge Aquitaine et dans le milieu plus profond. La connaissance de ces périodes d'alimentation est importante car elle permet de suivre les variations du transit sédimentaire au niveau de la plate-forme. L'unité I se dépose sur un substratum tectonisé. Elle est constituée de 2 sous-unités Ia et Ib séparées par une surface de discordance mettant en évidence un rejeu tectonique. L'unité Ia, datée de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen, montre une alimentation à partir du système Capbreton-Santander et une alimentation par le canyon du Cap Ferret très réduite. L'unité Ib, datée de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, ennoie les paléo-reliefs. Elle voit une augmentation des apports terrigènes par l'intermédiaire de Cap Ferret.

L'unité II se dépose au Miocène moyen. Durant cette période, les dépôts avancent vers l'Ouest dans le graben du Cap Ferret dont la partie amont se comble. Les chenaux sont progressivement abandonnés au débouché du canyon.

L'unité III correspond au Miocène supérieur. Elle se met en place sur une discordance marquée. A la base, les systèmes de chenaux se réajustent et se réorganisent après une phase de déformation, l'énergie de dépôt est encore faible. Par la suite, l'alimentation terrigène devient plus importante, essentiellement par Capbreton-Santander. Toutefois, les apports venant du canyon du Cap Ferret augmentent.

La dernière unité, l'unité IV, est Plio-Quaternaire. Elle montre une intensification des chenalisation et une épaisseur très variable suivant les endroits. Les apports sédimentaires

sont importants. Ils s'effectuent sous une tranche d'eau sujette à de fortes variations au niveau de la tête des canyons située en haut de la pente. L' énergie de dépôt est plus forte et peut être reliée à l'avancée rapide du talus et/ou aux variations du niveau marin. Le chenal du Cap Ferret s'approfondit et la levée Nord sur le glaciais s'édifie. Le canyon du Cap Ferret devient alors une zone de transit important entre le talus et le glaciais.

Le tableau I suivant montre les liens entre les différentes unités de Cremer (1983), le niveau marin, la subsidence et l'alimentation en matériel terrigène. Il indique les phases tectoniques reconnues au niveau du milieu profond.

Unités	Niveau marin relatif	Phases tectoniques	Alimentation terrigène
<b>Ia</b> Eocène sup- Oligocène moyen	Haut	Eocène moyen	Limitée en majorité aux sillons subsidents
<b>Ib</b> Oligocène sup- Miocène inférieur	Baisse suivie d'une élévation	Oligocène supérieur	Forte augmentation des apports terrigènes
<b>II</b> Miocène moyen	Haut	Miocène moyen, élévation du Nord de l'Aquitaine	Diminution des apports
<b>III</b> Miocène supérieur	Baisse progressive		Augmentation des apports. Alimentation par Capbreton-Santander puis par Cap Ferret
<b>IV</b> Plio-Quaternaire	Elévation suivie de fluctuations rapides		Apports sédimentaires très importants. 2 périodes : courants de turbidité de densité moyenne (haut niveau marin) puis augmentation des apports

Tableau I. Correspondance entre les unités sismiques étudiées par Cremer (1983) et le niveau marin relatif, les phases tectoniques et l'alimentation terrigène.

Les unités décrites par Cremer (1983) se poursuivent en direction de la plate-forme continentale.

## **2-2- La plate-forme**

Dans les années 1970, la plate-forme a été étudiée à l'aide de sismique réflexion de résolution faible (Cremer, 1983), moyenne (Frappa, 1975) et haute résolution (Alvinerie *et al.*, 1968). Plus tard, le profil de grande pénétration de la campagne ECORS a permis de reconnaître la structure profonde de cette zone.

### **2-2-1 Le plateau Nord-Aquitain**

Montadert *et al.* (1971), puis Bois *et al.* (1997), ont montré que le socle du plateau armoricain s'abaisse doucement vers le Sud-Ouest. Il est affecté au cours de la phase de

rifting du Crétacé inférieur par des structures en blocs basculés. Ce substratum est recouvert de formations sédimentaires mésozoïques.

L'interprétation de profils sismiques plus haute résolution permettent une étude détaillée de la partie supérieure des séries tertiaires. Des profils de sismique réflexion tirés en 1971 entre N45°40 et N46°40 et interprétés par Vanney *et al.* (1972) montrent l'existence d'une unité sédimentaire reposant sur un substratum paléozoïque ou mésozoïque. Cette unité est formée de 3 séries discordantes paléogène, miocène et plio-quaternaire. Frappa et Martin (1975), qui étendent cette étude de N44°40 à N47°00 trouvent 7 unités sismiques (de A à G). Nous nous attacherons à décrire essentiellement les formations éocènes à actuelles (de A à D, figure 10) dont l'interprétation pourra servir de référence à notre étude.

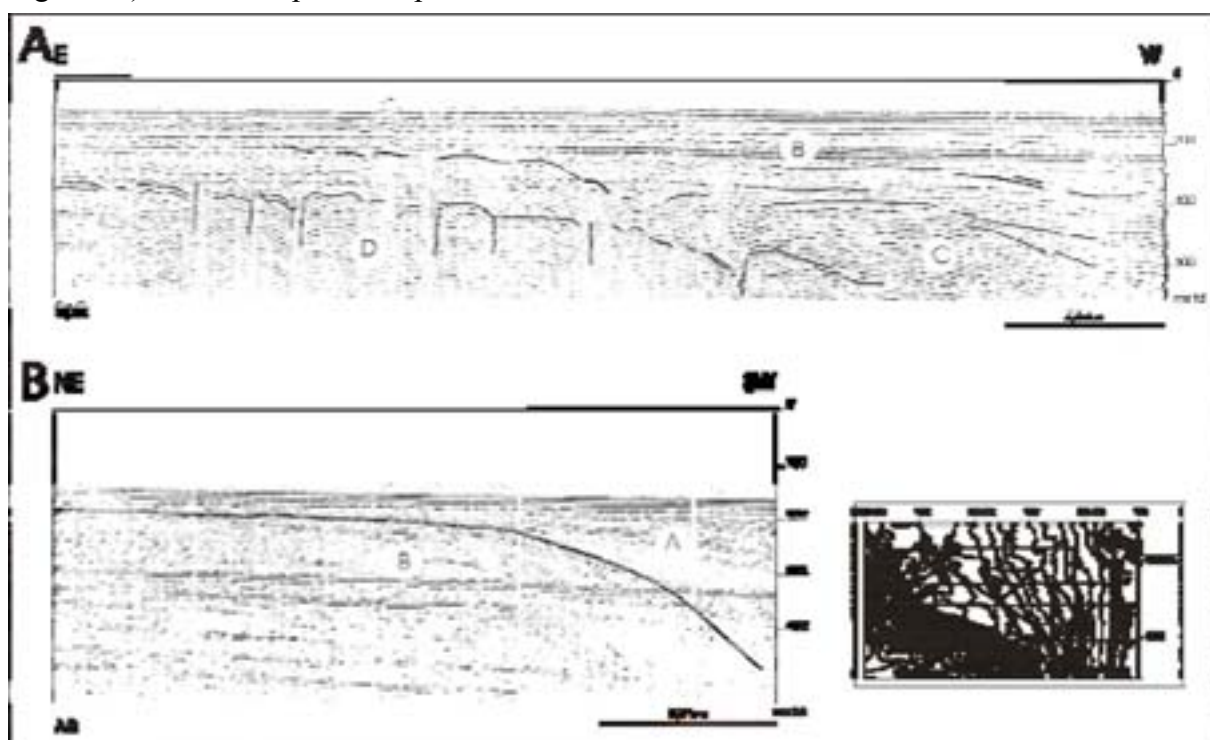


Figure 10 : Profils sismiques extraits de la thèse de Frappa et Martin (1975) montrant les faciès des unités A, B, C et D, dont les âges seraient respectivement post-Miocène, Miocène, Oligocène supérieur et Paléogène.

A- Cette coupe illustre les rapports entre la formation D Néogène, qui s'enfonce rapidement, et une formation C que l'on ne trouve qu'au Sud de N45°20 et qui a tendance à combler les dépressions antérieures.

B- A 15 ou 20 km en arrière de l'actuelle pente continentale, on observe une flexure importante affectant le Miocène (B). La différence de géométrie des 2 formations que l'on peut identifier sur cette coupe, est à la base de la distinction d'une unité A (sédiments post-miocène) et d'une unité B.

Ainsi, la formation D éocène, très étendue et d'épaisseur comprise entre 40 et 60 m, est limitée à la base par une réflexion de forte impédance acoustique qui représente des dépôts rattachés à une transgression importante. Cette surface est surmontée d'une double réflexion faiblement réfléchissante. Le toit de la formation D est constitué par une surface d'aplanissement qui recoupe les terrains paléogènes, pouvant atteindre localement le socle.

C'est une surface probablement liée au cycle d'érosion qui a succédé à la régression tardi-Paléogène. Si le domaine occidental est une surface monoclinale régulièrement inclinée vers le Sud-Ouest, le domaine oriental, lui, semble plus perturbé par les phénomènes structuraux.

Les dépôts de la formation C oligocène supérieur, de 130 à 180 m d'épaisseur en moyenne et d'extension limitée vers le Nord, comblent les dépressions existant encore à la fin de l'Eocène. Son faciès sismique correspond à une succession de réflexions fortement marquées, légèrement déformées et d'organisation très complexe. Les réflexions de base reposent en discordance angulaire nette sur la formation D sous-jacente. Le recouvrement s'effectue par nappes progradantes successives, à la suite d'un brusque enfoncement du soubassement Paléogène à la latitude de Carcans. Cette disposition se prolonge en domaine continental par un réseau de failles d'origine hercynienne constituant des panneaux dont les rejeux échelonnés jusqu'au Tertiaire terminal conditionnent directement la sédimentation (Pratviel, 1972 ; Caralp et Vigneaux, 1960). La série paléogène se terminerait par un faciès régressif.

La formation B Miocène, de 200 à 300 m d'épaisseur, est discordante sur les terrains sous-jacents (figure 10-B). Les réflexions du Miocène ont un pendage plus important que celles de la formation C. Leur agencement se fait en unités progradantes. Les discordances intra-sédimentaires sont nombreuses et résultent de remaniements et d'incisions en chenaux. Au Nord de l'embouchure de la Gironde, cette unité présente des réflexions très régulières alors que vers le Sud, la géométrie des réflexions suggèrent un réseau d'anciens canyons remblayés. Les têtes de canyons sont de plus en plus près de la côte vers le Sud. La taille et la fréquence des canyons augmentent en direction de la pente continentale.

La tectonique, plus cassante au Nord, passe progressivement à un mode de plissement continu vers le Sud où les strates sont déformées concentriquement. Cette différence entre le Nord et le Sud serait due selon Frappa (1975) à la puissance plus importante de la couverture sédimentaire au-dessus du socle.

La formation B affleure sur le plateau continental externe en face de la Gironde où elle constitue la zone dite des « croches ». Ces « croches », d'orientation NW-SE, seraient la manifestation, à travers la couverture sédimentaire, des surfaces structurales liées aux bombements synclinaux ou anticlinaux ou même à des plis-faillés portés à l'affleurement ou partiellement recouverts par l'unité sédimentaire post-miocène. A la base de la formation B, la pente débute aux environs de -170 m de profondeur d'eau. Selon Frappa (1975), cette

formation se serait déposée à l'occasion de la formation d'une immense plaine maritime de type tropical.

La formation A plio-quaternaire, relativement épaisse (environ 200 à 300 m d'épaisseur sur la plate-forme externe), forme un revêtement continu au-delà de 130 m de profondeur. Elle surmonte l'unité miocène par l'intermédiaire d'une surface bien marquée correspondant à une surface d'aplanissement tardi-miocène. Cette surface à la base du Plio-Quaternaire montre de nombreuses ondulations. La formation A comble des canyons creusés dans la formation miocène. Ces canyons ont été réactivés par la suite mais avec une incision de moindre importance. La formation A correspond, le plus souvent, en bordure de plate-forme, à un remblaiement complexe, édifié au cours de multiples phases de dépôts et de remaniement tels que des glissements, des décollements ou des ravinements. Ce sont des phénomènes particulièrement fréquents aux approches des têtes de canyons. Le reste de la plate-forme serait plus stable dans la zone septentrionale alors que la partie méridionale aurait subi les conséquences d'une subsidence récente.

Malgré sa plus grande résolution, la sismique utilisée par Frappa (1975) ne permet pas de distinguer la dernière grande unité déposée, qu'il intègre à la formation A, à savoir la couverture meuble objet de cette étude.

Plus au Sud, les dépôts néogènes sont différents. Cette zone a fortement intéressé les pétroliers du fait de la présence d'hydrocarbures. Ceux-ci ont donc étudié la couverture sédimentaire à l'aide de forages profonds et de sismique à grande pénétration.

### **2-2-2 La zone subsidente Parentis-Cap Ferret**

Le bassin de Parentis se prolonge vers le Nord-Ouest en domaine marin pour rejoindre la « dépression de Cap Ferret » et constitue ce que nous appelons la zone subsidente Parentis-Cap Ferret. Nous avons vu qu'au niveau du bassin de Parentis, la couverture sédimentaire peut atteindre 15 km d'épaisseur (Bois *et al.*, 1997). La limite nord de ce bassin est constituée d'une série du Crétacé supérieur – Tertiaire recouvrant une série mince et érodée du Trias – Jurassique. Le bassin de Parentis lui-même est marqué par une subsidence variable et des périodes tectoniques qui engendrent de grandes différences dans les épaisseurs des séries sédimentaires

Les séries du Paléocène – Eocène montrent des réflexions de haute amplitude sur les bords du bassin et des réflexions chaotiques sur la partie centrale. Ces réflexions chaotiques seraient la conséquence de remontée de diapirs. Les formations plus récentes comblent la dépression restante et transgressent largement les bords du bassin. Des réflexions de hautes fréquences soulignent des chenaux et des dépôts progradants.

Les unités étudiées par Cremer (1983) au niveau du milieu profond (tableau I) se poursuivent sur les profils sismiques vers l'Est sur la plate-forme (tableau II). Ces unités nous intéressent particulièrement car elles concernent notre zone d'étude et permettent d'appréhender le milieu profond sur lequel vont prograder les unités étudiées dans ce volume.

Unités sismiques	Faciès sismiques
<b>Ia</b> Eocène supérieur- Oligocène moyen	Unité déposée sur un substratum tectonisé. Dans les zones bien développées : Remplissage en onlap, réflexions de faible amplitude et de continuités moyennes en configuration sub-parallèle ; dans les zones de faibles épaisseurs : Réflexions de faible continuité. Bien développée dans les zones dépressionnaires situées sous le plateau continental. Chenaux sur le paléo-talus situé à l'emplacement de la côte actuelle. Le toit de Ia est marqué par une surface de discordance mettant nettement en évidence un rejeu tectonique.
<b>Ib</b> Oligocène supérieur- Miocène inférieur	Ib se dépose sur une surface de discordance. Ennoie les paléo-reliefs, existe sur l'ensemble de la zone étudiée. Réflexions de moyenne continuité et de faible amplitude comportant plusieurs réflexions continues de forte amplitude et des discordances internes. Assez semblable à Ia, déplacement du talus vers l'WSW.
<b>II</b> Miocène moyen	Réflexions de forte amplitude et d'assez bonne continuité. Réflexions puissantes et continues à la base, unité sigmoïde avec downlap. Surface d'érosion et base de chenalisation au toit. Au pied du talus aquitain actuel : Faible épaisseur, configuration en chenal et levée. Toit et base correspondent à des discordances angulaires.
<b>III</b> Miocène supérieur	Discordance marquée à la base, réflexions de forte amplitude puis de faibles amplitudes et enfin réflexions d'amplitude plus forte avec une ou plusieurs surfaces d'érosion. Surface d'érosion à partir de laquelle se développe un système de chenaux. Passage d'une progradation sigmoïde à une progradation plus oblique sur le talus.
<b>IV</b> Plio-Quaternaire	Intensification des chenalisations et constructions latérales. Très épaisse ou très réduite suivant les secteurs, de faciès variables ou homogènes. 2 unités : unité inférieure semblable à III mais avec un abandon définitif des axes de chenaux antérieurs et une configuration en progradation plus oblique, unité supérieure oblique. Progradation du talus en plusieurs étapes.

Tableau II. Unités sismiques étudiées par Cremer (1983) au niveau de la plate-forme

Une campagne de sismique haute résolution (source étinceleur) entreprise sur le plateau interne entre Arcachon et Biscarosse a été interprétée par Barrier et Ittel (*in* Alvinerie *et al.*, 1967). Cette étude, bien que très localisée, présente un grand intérêt parce qu'elle s'appuie sur une sismique dont la définition est comparable à celle des campagnes ITSAS et surtout, parce que, pour la première et unique fois, cette sismique a pu être calée dans les 50 m supérieurs par des forages géotechniques. Ces auteurs ont définis 3 unités (figure 11).



L'unité sismique 1 à la base datée du Miocène supérieur ou Pliocène basal présente un faciès sismique feuilleté à strates continues, divergentes vers l'Ouest et d'extension probablement importante. Cette unité est composée de sables fins ou de silts à intercalations argileuses. L'unité sismique 2, d'âge Pliocène, montre un fort contraste sismique avec des réflexions obliques mais de faibles extensions. Elle se biseaute vers l'Ouest. La limite supérieure paraît traduire une légère discordance de type tectonique ou sédimentaire. Elle est régionalement régulière mais elle peut présenter des irrégularités. La carte des isobathes de la limite inférieure de l'unité 2, établie par Barrier et Ittel (*in Alvinerie et al., 1967*), fait ressortir une zone nord plate où les structures profondes sont visibles, et une zone sud à fort pendage vers l'Ouest et où les structures profondes sont nettement moins visibles. L'unité 1 quaternaire qui correspond à la couverture meuble, objet de cette étude, sera présentée plus loin (partie C).

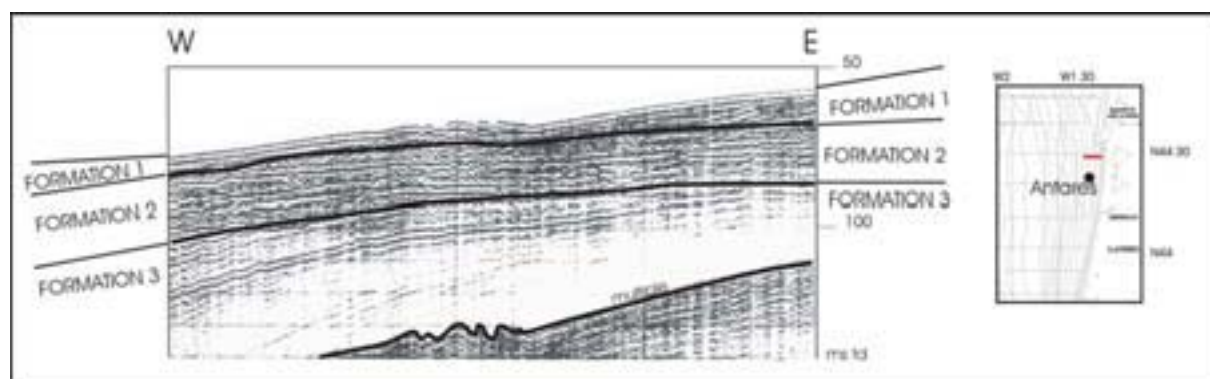


Figure 11 : Coupe écho-sismique située au Nord du forage d'Antarès. Les formations sismiques ont été datées à l'aide d'ensemble faunique. La formation 1 représente le Quaternaire, la formation 2 correspond, au moins partiellement, au Pliocène et la formation 3 au Miocène supérieur ou au Pliocène basal (*in Alvinerie et al., 1967*).

### 2-2-3 Le haut plateau des Landes

Le haut plateau des Landes au Sud a été nettement moins étudié que le bassin de Parentis. Seuls quelques profils traversent cette zone. Néanmoins, les campagnes ECORS montrent que la couverture Mésozoïque et Tertiaire devient plus mince au Sud du bassin de Parentis et atteint son minimum au sommet du haut plateau. Toutefois, le haut plateau landais est recouvert par une série de plus de 1500 m d'épaisseur constituée de roches du Trias contenant du sel, de carbonates oligocènes et de terrigènes plio-quaternaires (Bois et Gariel, 1994 ; Gariel *et al.*, 1997).



### **3-ETAT DES CONNAISSANCES SISMIQUES SUR LA COUVERTURE MEUBLE QUATERNAIRE**

L'étude de la couverture sédimentaire meuble sera abordée par la sismique et les carottages quand ils existent.

Compte tenu de sa relativement faible épaisseur, cette formation ne peut être appréhendée que par la sismique très haute résolution, en l'occurrence du sparker de faible puissance (environ 1000 joules) ou du sondeur de sédiment 2,5 ou 3,5 kHz.

Les formes sédimentaires ou « bedforms » seront étudiées à partir des données de bathymétrie et de l'imagerie sonar latéral ou multifaisceaux.

#### **3-1- Les faciès sismiques**

Nous avons vu précédemment que l'unité sismique correspondant au Quaternaire (unité 1) avait pu être calée grâce à des forages géotechniques (Alvinerie *et al.*, 1967). Selon ces auteurs, l'unité 1 s'amincit vers l'Ouest où elle disparaît vers 60 m de profondeur. La limite inférieure Pliocène-Quaternaire est érosive et comporte des paléo-vallées ultérieurement remplies par les dépôts du Quaternaire. Son faciès sismique montre localement des réflexions obliques qui ressortent sur le faciès homogène de la zone (intercalations de graviers dans des sables fins, nombreuses dans la partie supérieure). Les cartes isobathes mettent en évidence plusieurs paléo-vallées.

La campagne PLACETA, organisée par l'IFREMER, a permis de tirer quelques profils de sismique très haute résolution sur le plateau Nord-Aquitain. Ces profils, préludes aux campagnes ITSAS qui suivirent les années suivantes, permirent de définir les différentes unités constituant la couverture meuble de cette zone (Cirac *et al.*, 1997).

Selon Cirac *et al.* (1997), la couverture meuble est constituée d'une seule séquence de dépôt de environ 20 m d'épaisseur (figure 12). Les datations isotopiques par spectrométrie de masse sur le  $^{14}\text{C}$  de foraminifères benthiques provenant de la base du forage ANTARES II ont donné un âge de 38,5 +/- 0,55 ka BP à la base de la couverture meuble. Cette dernière correspondrait donc au dernier grand cycle glacio-eustatique du Quaternaire compris entre environ -45 000 ans et l'Actuel, entre les stades isotopiques 3 et 1. Cette séquence de dépôt est limitée à sa base par une surface très irrégulière liée à une phase d'érosion de la partie exondée

du plateau continental lors de la baisse glacio-eustatique du niveau marin. Des entailles fluviales sont visibles. En même temps se forment en bordure de la plate-forme des prismes de bas niveau marin. Au-delà de 110 m de profondeur, ces prismes sédimentaires de bas niveau marin sont comparables à ceux décrits sur d'autres plates-formes du même type par Mougenot (1985), Tesson *et al.* (1993) et Torres (1995). Ils s'emboîtent et montrent des réflexions internes progradantes vers l'Ouest. Ils sont surmontés, dans la partie Nord de la plate-forme, par des corps sédimentaires pouvant atteindre 20 m d'épaisseur et dont la forme s'apparente à celle de dunes sableuses.

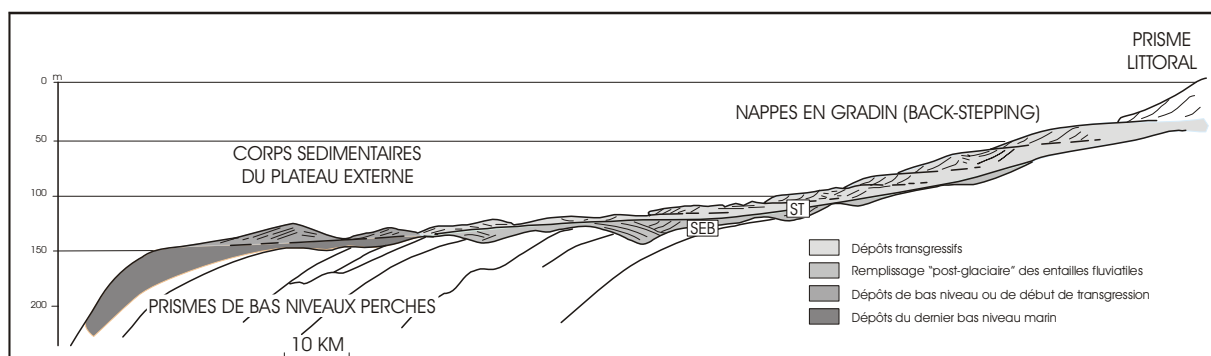


Figure 12 : Schéma synthétique de la répartition des structures sédimentaires dans les dépôts du dernier cycle climatique du Quaternaire sur le plateau continental Nord-aquitain (*in* Cirac *et al.*, 1997). SEB : surface d'érosion basale ; ST : surface de transgression.

Ces unités ont ensuite été interprétées selon le modèle de la stratigraphie séquentielle (Cirac *et al.*, 1997 ; figure 12). La remontée glacio-eustatique se marque, d'abord, par le remplissage des entailles fluviales par des matériaux hétérogènes (unité C). Cette unité sismique présente des réflexions de forte amplitude, dont les réflexions internes, obliques, peuvent présenter des dispositions en général rétrogradantes ou en auge. La remontée du niveau marin met ensuite en place sur le plateau médian et interne, une unité (unité B) de dépôts transgressifs sableux disposés en nappes sédimentaires en « backstepping ». Elles sont considérées comme des dépôts transgressifs. La complexité et l'épaisseur de ces nappes augmentent vers le continent où les réflexions internes sont alors de 4 types : sub-horizontales aggradantes, progradantes, rétrogradantes ou en auge. Sur le plateau externe, la remontée du niveau marin entraîne la formation de corps sédimentaires qui s'apparentent à des cordons ou des barrières littorales. Le faciès sismique comprend des réflexions en grande partie progradantes et de faible amplitude.

Au sommet de la séquence, l'unité A correspondrait à des remaniements superficiels durant la dernière période de haut niveau marin (Holocène supérieur).

### **3-2- Les formes sédimentaires de surface**

#### **3-2-1- Hydrodynamisme**

La plate-forme Aquitaine est une plate-forme de zone tempérée. Son hydrodynamisme est dominé par les tempêtes et les très fortes houles (Aloisi *et al.*, 1977 ; Turcq, 1984 ; Turcq et al, 1986 ; Arbouille, 1987 ; Cirac *et al.*, 2000). Les vents qui accompagnent ces tempêtes sont de secteur Ouest à Sud-Ouest, c'est-à-dire perpendiculaire à la côte. Les tempêtes décennales, de secteur Ouest, peuvent engendrer des houles de 9 à 15 m d'amplitude et de 11 à 15 secondes de période (Castaing, 1981).

La houle seule ne joue pas un rôle majeur dans la formation des figures sédimentaires. En effet, elle ne permet pas le transport des sédiments mais le favorise par leur remise en suspension. Son amplitude est de 2 m pendant 3 mois/an, et de 9 m pendant 1 jour/an. L'amplitude des houles décennales atteint 15 m et celle des houles centennales 18 à 22 m (Cavanié, 1975). Leur période est comprise entre 8 et 15 secondes et leur vitesse orbitale supérieure à 0,8 m/s pour 10% du temps.

Les tempêtes entraînent aussi la formation de courants. Leur vitesse, sur le plateau aquitain, est comprise en surface entre 0,2 et 0,55 m/s et à 1 m du fond entre 0,1 et 0,30 m/s (Aloisi *et al.*, 1977 ; Castaing, 1981 ; Arbouille, 1987).

Les tempêtes permettent la remise en suspension du sédiment sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine (Castaing, 1981 ; Barthe et Castaing, 1989). Toutefois, sur le plateau externe, ces conditions sont rarement atteintes car elles nécessitent des houles de 15 à 20 m d'amplitude pour des périodes de 15 secondes. Sur le plateau interne et médian, une amplitude de houle de 6 m est suffisante pour remettre en suspension le sédiment, essentiellement constitué de sables fins à moyens. De 20 m de profondeur à la côte, les remises en suspension sont importantes et les mouvements sédimentaires intenses (Migniot, 1977 ; Cirac *et al.*, 2000).

La marée est de type méso à macrotidale. Semi-diurne, l'onde de marée pénètre dans le Golfe de Gascogne par le Sud-Ouest. Puis elle s'étale et atteint l'ensemble de la côte Aquitaine à peu près au même moment (Cavanié et Hyacinthe, 1976). La vitesse du courant de marée, rarement supérieure à 25 cm/s (Castaing, 1981), ne permet pas une remobilisation importante du sédiment. Cependant, au niveau de la rupture de pente de la plate-forme continentale, ces

courants contrecarrent le transport des sédiments vers la pente (Barthe et Castaing, 1989) et provoque la remobilisation du sédiment.

Les courants océaniques atteignant le Golfe de Gascogne correspondent essentiellement au Gulf Stream, qui fait dériver les eaux du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Cette direction est modifiée par les vents dominants. La vitesse du courant en surface est généralement comprise entre 5 et 15 cm/s, et au fond, elle est inférieure à 5 cm/s. Ces vitesses, faibles, n'entraînent pas de transport sédimentaire important.

Un courant profond, le long de la pente de la plate-forme aquitaine, dirigé vers le Nord, se met en place durant l'hiver. Sa vitesse est de quelques centimètres par seconde. Il est remplacé pendant l'été par des tourbillons et des remontées d'eau froide (Pingree et Le Cann, 1989, 1990 ; Le Cann et Pingree, 1995 ; Koutsikopoulos et Le Cann, 1996 ; Durrieu de Madron *et al.*, 1999).

Les formes de surface sont les témoins des phénomènes hydrodynamiques actuels ou récents (quelques milliers d'années). Ces formes sont liées au remaniement par les courants (courants de marée, de houle, de tempêtes, etc...) des premiers mètres de sédiment recouvrant les plates-formes. Elles sont essentiellement étudiées par des données sonars et de sondeurs de sédiment. Les paragraphes suivants présentent une synthèse des connaissances de ces formes de surface au niveau du plateau aquitain, l'essentiel des travaux se situant au niveau de la plate-forme nord-aquitaine.

### **3-2-2- Les échos-faciès**

Plusieurs échos-faciès sonars ont été distingués sur la plate-forme aquitaine et étalonnés avec des carottages (Turcq, 1984 ; Collotte, 1985 ; Arbouille, 1987 ; Cirac *et al.*, 2000 ; etc...) :

- les échos-faciès sombres de forte réverbération acoustique correspondent à des sables moyens à grossiers et des galets,
- les échos-faciès tachetés exprimant une réverbération acoustique variable suivant l'hétérogénéité des sédiments superficiels et l'épaisseur de la couche sont essentiellement constitués de sables fins à moyens,
- les échos-faciès clairs témoignent d'une faible réverbération acoustique, associés ici à des sables fins ou moyens et homogènes,
- les échos-faciès blancs correspondent à une absorption quasi-totale de l'onde acoustique et traduisent la présence de vases.

### **3-2-3- Les formes de surface**

Les formes apparaissant sur le fond ont des dimensions et des amplitudes variables correspondant à des écho-faciès très différents. Sur le plateau Aquitain s'individualisent des rubans sableux, des placages sableux, des mégarides et des rides de houles, des linéations parallèles, etc ... (Cirac *et al.*, 2000 ; Collotte, 1985 ; Turcq, 1984).

Les rubans sableux se caractérisent par des alternances rapides d'écho-faciès clairs et sombres se disposant en bandes parallèles plus ou moins irrégulières. Ils sont dus à la présence d'une couche sableuse discontinue de moins de 2 mètres d'épaisseur reposant sur un substrat plus grossier.

Les placages sableux forment des alternances d'écho-faciès sombre et clair sans direction d'allongement prédominante obligatoire et correspondent à un épandage de sable piégé dans une zone de dépression sur un substrat plus grossier.

Les rubans sableux et les placages sableux se développent sur les zones de plus forte pente relative sur l'ensemble de la plate-forme.

Les dunes sous-marines sont des ondulations dissymétriques de longueur d'onde et de hauteur variable, leur hauteur pouvant aller jusqu'à plus de 15 m en fonction de la profondeur et des agents dynamiques, leur longueur d'onde de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres. Elles s'allongent suivant un axe Nord-Sud entre 20 et 40 m de profondeur. Ce sont des formes d'accumulation qui peuvent être disséminés sur les plateaux ou regroupés en « champs de dunes » où elles sont parallèles entre elles.

Les mégarides de houle sont des ondulations symétriques de longueurs d'ondes généralement comprises entre 1 et 3 m et de hauteur allant de 0,1 à 0,4 m.

Les linéations correspondent à des sillons parallèles érosifs de 1 m de profondeur et de plusieurs kilomètres de long. Sur le plateau Nord-Aquitain, on les rencontre au-delà de -80 m avec une orientation N100-N120.

### **3-2-4- Genèse des formes de surface**

La plupart des auteurs reconnaissent que les formes sédimentaires sur le fond de la mer sont associées à des conditions hydrodynamiques particulières et dépendent aussi de l'abondance des sédiments disponibles.

Mac Lean (1981), par des études en laboratoire, montre que les rubans sableux sont formés par l'action d'un courant unidirectionnel sur un fond hétérogène, composé de sédiments

grossiers et de sédiments plus fins. Ce sont des formes typiques de plateau interne qui constituent un bon indicateur de l'environnement hydrodynamique. Les rubans sableux du plateau continental Nord-aquitaine correspondraient à des courants de direction Nord-Sud (Turcq, 1984).

De la côte vers le large et du Sud vers le Nord, les rubans sableux passent aux placages sableux. Les placages sableux auraient la même origine que les rubans sableux et seraient liés à des courants plus faibles de directions variables et à des pentes topographiques plus faibles.

Les mégarides se forment principalement et se déplacent sous l'impact des tempêtes et plus précisément des courants qu'elles génèrent sur le fond. Les rides symétriques résultent des mouvements oscillatoires de la houle (Allen, 1980, 1982).

Selon Swift et Freeland (1978), les linéations seraient la signature de forts courants érosifs, pouvant résulter de tempêtes de forte intensité et de courte durée. Elles se formeraient sous l'action de courants hélicoïdaux se disposant en cellules parallèles à la direction du courant (Dyer, 1970 ; Karcz, 1974). Les cellules de Langmuir, parallèles à la direction du vent, (Faller, 1977 ; Faller et Caponi, 1978) peuvent se former sur le plateau continental sous l'action conjuguée de la houle et du vent. Sur le plateau Nord-Aquitain, les linéations que l'on rencontre essentiellement sur la moitié Ouest du plateau, n'ont pas de reliefs importants. Elles montrent un espacement régulier compris entre 15 et 45 mètres et une direction constante WNW- ESE (Turcq, 1984). D'après la formule de Leibovitch, (1977), et l'observation de données de terrain par Allen (1982, *in* Turcq, 1984), les vents nécessaires à la formation des linéations présentes sur le plateau aquitain, espacées de 15 à 45 mètres, devraient être supérieurs à 15 m/s. Ces vitesses sont assez fréquentes sur le plateau continental Nord-Aquitain. En effet, Castaing (1981) indique que la fréquence mensuelle des vents de plus de 16 m/s, à l'embouchure de la Gironde, est de plus de 2% du temps en Juin-Juillet et dépasse les 16% du temps en Novembre.

Le tableau V suivant donne les correspondances entre la granularité et les formes sédimentaires.

Vitesse en m/s	Mini	maxi	
Granulométrie			
Sable fin	Placage sableux	Ruban sableux	Ruban sableux
Sable moyen	Placage sableux	Ruban sableux	Ruban sableux
Sable grossier			Linéation de courant
Gravier et galet			Linéation de courant

Tableau V modifié d'après Collotte (1985). Correspondance entre granularité du sédiment et vitesse des courants.



## **Chapitre B**

### ***Matériel et Méthodes***



## **1-MATERIEL**

Nous avons vu précédemment, qu'à partir des années 1960, les investigations sismiques s'étaient beaucoup développées, surtout sous l'impulsion des recherches pétrolières. Les données alors acquises correspondaient la plupart du temps à une importante pénétration et ne favorisaient pas une interprétation précise des séries superficielles (les cents premiers mètres de dépôt). L'étude détaillée du Plio-Quaternaire, dont l'épaisseur ne représente que quelques centaines de mètres, et à plus forte raison celle des dernières séquences du Pléistocène supérieur qui n'a que quelques dizaines de mètres d'épaisseur, nécessite des méthodes sismiques plus fines comportant des résolutions de l'ordre du mètre.

Ces deux dernières décennies, IFREMER a mis au point des systèmes d'acquisition et de traitement pouvant répondre à de tels objectifs.

### **1-1-Les données et la zone d'étude**

Les données utilisées dans ce travail ont été acquises lors des différentes campagnes ITSAS.

La première campagne ITSAS (figure 13) s'est déroulée en Août 1998 sur le N/O « Le Suroît » en collaboration avec le laboratoire Environnements Sédimentaires (DRO-GM) d'IFREMER et le Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille 1. Elle a permis d'acquérir de nouvelles données de sismique très haute résolution sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine.

L'étude sismique a utilisé 2 sources :

- un étinceleur (sparker) SIG monotrace,
- le sondeur de sédiment du bord.

Enfin, une dernière mission, en Juin 2001 (ITSAS 2) a complété les données sismiques de ITSAS1. Les sources de sismique réflexion utilisées lors de cette campagne sont variées : sparker, monotrace, sismique rapide 6 traces et 24 traces, mais seules les sismiques « sparker » et « monotrace » ont été étudiées. Les sondeurs de sédiments également utilisés étaient de deux types :

- le sondeur tracté de fréquence 2,5 kHz,
- le sondeur de bord de fréquence 2,5 kHz en mode CHIRP (à 25% de sa puissance).

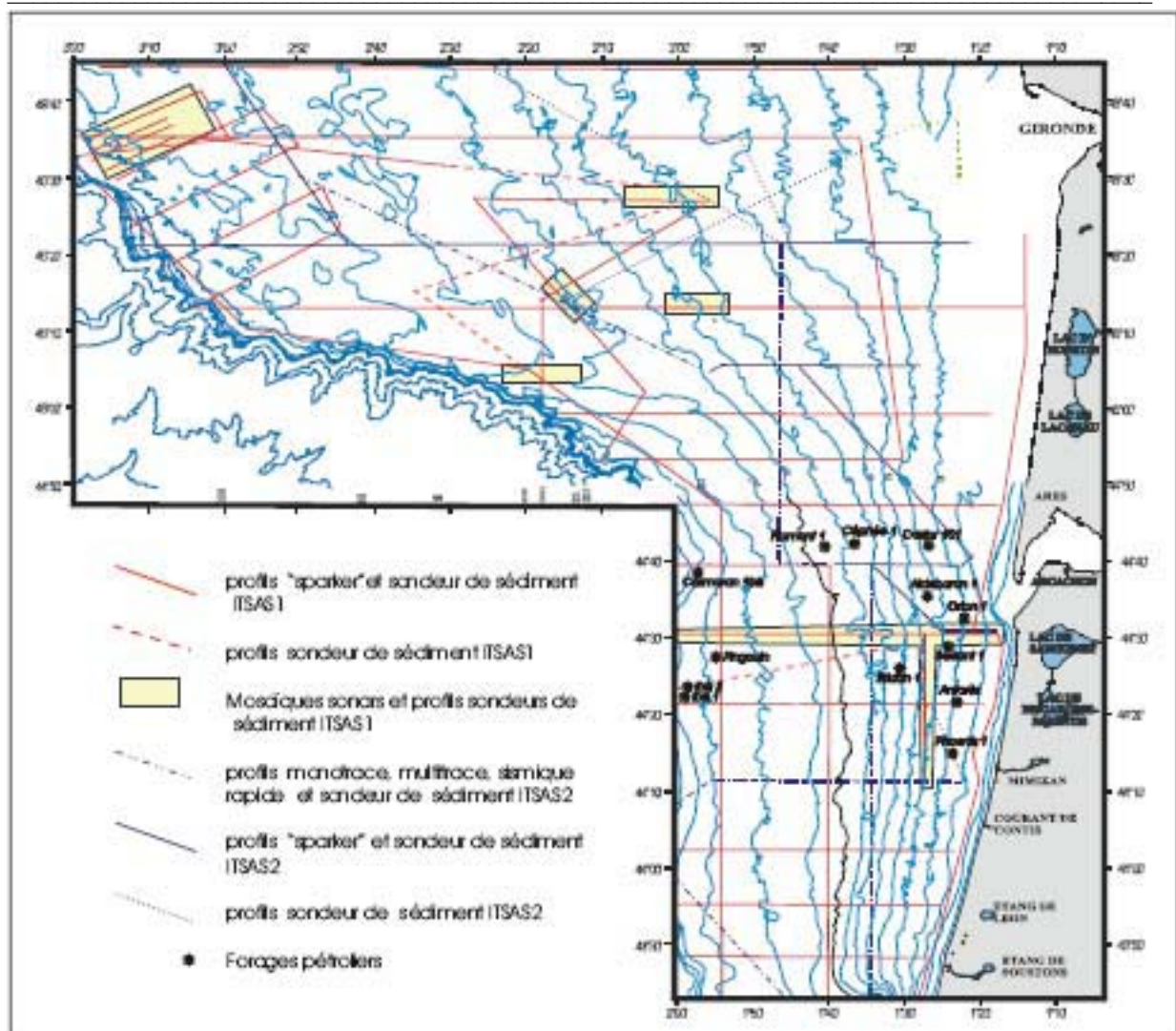


Figure 13 : Route des missions ITSAS.

La zone d'étude se situe sur la plate-forme Aquitaine, entre N43°45 et N46°00, et W1°15 et W3°30. Les profondeurs moyennes sont comprises entre 15 et 150 m. Quelques profils sur le talus permettent la liaison entre la plate-forme et la plaine abyssale.

## 1-2-Matériels

### **1-2-1 Le matériel**

#### **1-2-1-1 Le sparker**

L'une des principales sources sismiques utilisées lors des campagnes ITSAS est un étinceleur (sparker) SIG monotrace réglé sur une puissance de 650 joules, une fréquence centrale de 800Hz et des intervalles de tir de 1s permettant une résolution verticale d'environ

1 m pour une pénétration d'environ 400 ms td. La vitesse du navire est de l'ordre de 5-6 nœuds.

Une onde acoustique, dont la fréquence est comprise entre quelques centaines et quelques milliers de Hertz, est émise. Cette onde est renvoyée par les différentes strates du sous-sol. Elle est récupérée par un capteur constitué d'une « flûte » comprenant plusieurs hydrophones connectés en parallèle. Les signaux captés par les hydrophones sont amplifiés et filtrés avant d'être enregistrés et visualisés (figure 14).

L'acquisition et le traitement en temps réel ont été effectués au moyen du logiciel DELPH2 (système d'acquisition). Le système DELPH2, implanté sur PC, convertit les données brutes (analogiques) recueillies par les hydrophones en données numériques. Ce système permet le contrôle en temps réel des paramètres d'acquisition et la visualisation à l'écran des tirs. DELPH2 comporte aussi un ensemble de modules de traitement du signal permettant un traitement en temps réel des données (filtre de houle, gain vertical, filtre passe-bande). Le positionnement s'effectue à l'aide du GPS différentiel.

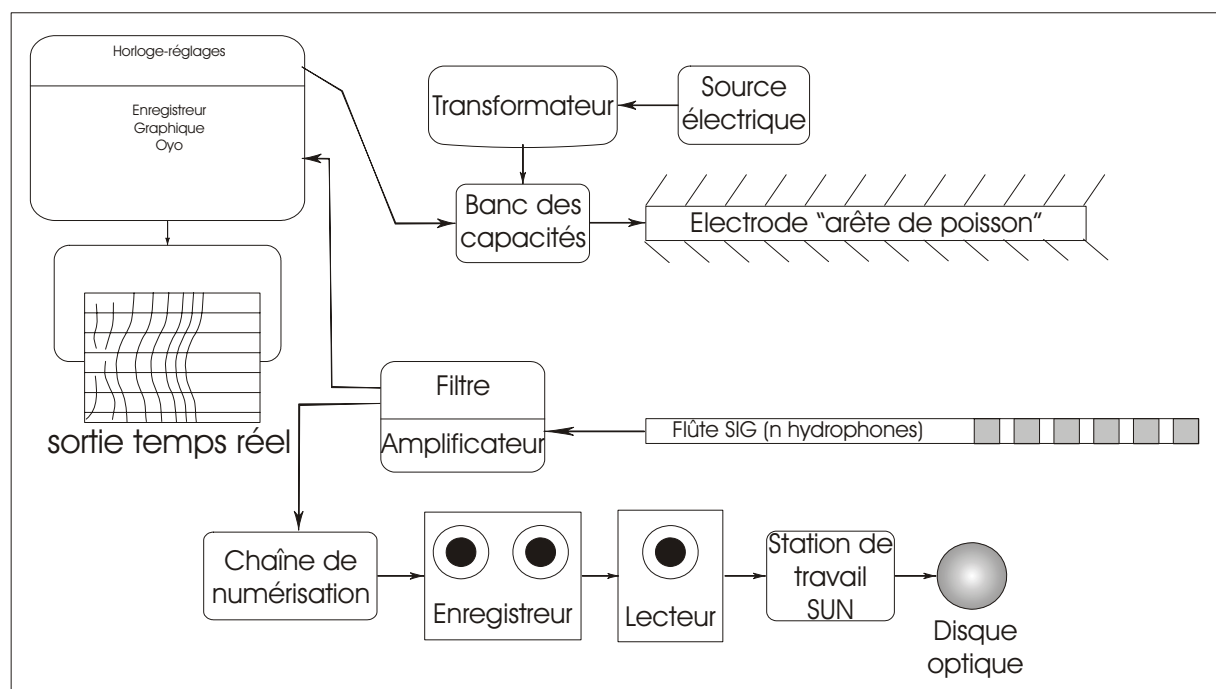


Figure 14 : Synoptique de la chaîne d'acquisition sismique monotrace (in Torres, 1995).

### 1-2-1-2 La sismique monotrace

La sismique multitrace et la sismique monotrace ont fonctionné en même temps au cours de la campagne ITSAS2 (figure 13). La sismique multitrace, composée de 24 traces, a été acquise pour obtenir une investigation plus profonde de la plate-forme. Malheureusement,

les traitements effectués à l'Université de Bordeaux 1 n'ont pas permis d'éliminer les multiples et, par conséquent, son interprétation n'a pas été possible sur la plate-forme.

La sismique monotrace a la même source que la sismique multitrace (3 canons mini-GI) mais la flûte est celle utilisée par la sismique sparker. Ce changement de flûte nous a permis d'enregistrer à la fois des profils sismiques de grande pénétration (multitrace) et des profils sismiques de haute résolution (monotrace). Cette sismique monotrace a été très utile pour l'interprétation de certaines zones où les ondes acoustiques de la sismique de type « sparker » ne pouvait pas pénétrer.

### **1-2-1-3- Les sondeurs de sédiment**

Ces appareils permettent de détailler les premiers mètres de sédiments meubles et affinent donc l'interprétation des profils « sparker ». Les ondes acoustiques émises sont de hautes fréquences qui pénètrent uniquement dans du sédiment non consolidé. Le sondeur de sédiment du bord, utilisé en continu avec une fréquence de 2,5 kHz ou 3,5 kHz et des intervalles de tir de 0,35 s, permet une très bonne résolution de l'ordre de 0,5 m, mais une pénétration réduite (quelques mètres). Le sondeur est connecté au système d'acquisition DELPH.

Le sondeur de sédiment utilisé pour ITSAS 1 (Août 1998) est un 2,5 kHz (EDO WESTERN). Les profils montrent une pénétration réduite due à une couverture sédimentaire de granularité moyenne à grossière en grande partie sableuse (figure 15A).

Lors de la campagne ITSAS 2 (Juin 2001), le sondeur de sédiment de coque, de fréquence 3,5 kHz, a été utilisé de 8h à 20h en mode CHIRP (codage acoustique robuste), à 25% de sa puissance (figure 15B). Le reste du temps, l'acquisition s'est effectuée avec le sondeur 2,5 kHz monté sur poisson.

La comparaison entre les profils de sondeur de sédiment entre la campagne ITSAS1 et la campagne ITSAS2 montre des faciès tout à fait différents. En effet, ceux de la campagne ITSAS2 se rapprochent des profils sparker et pénètrent plus dans le sédiment (figure 15).

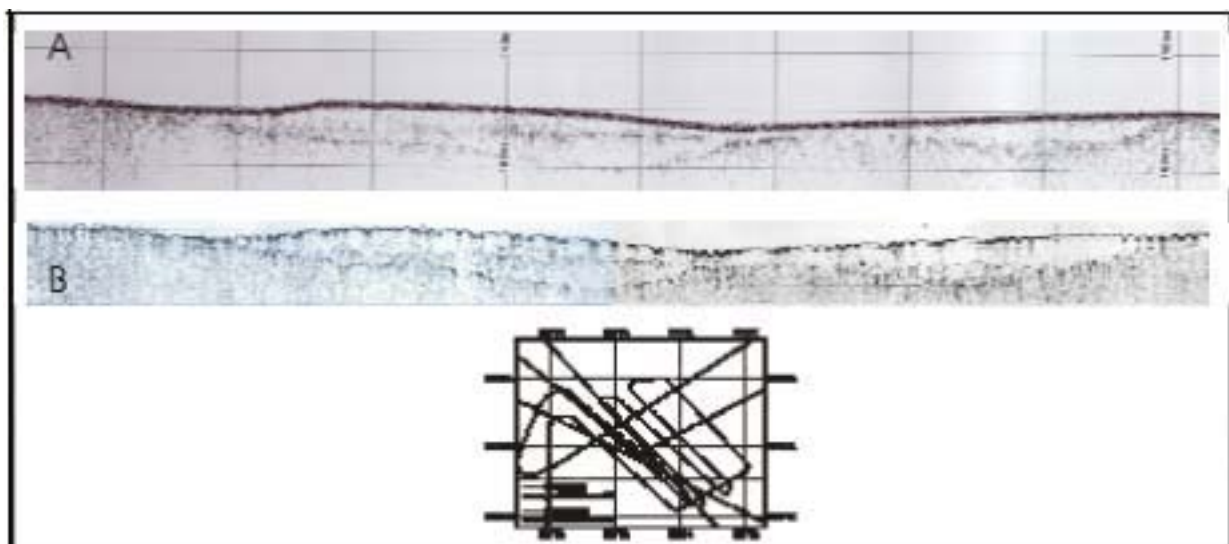


Figure 15 : A profil sondeur de sédiment EDOWESTERN utilisé pendant ITSAS1 ; B profil sondeur de sédiment en mode CHIRP utilisé pendant ITSAS2. Le profil A ne montre que les limites principales et ne donne aucune information sur les sédiments entre ces limites. Le profil B, par contre, est nettement plus détaillé: les limites sont plus précises et le faciès interne des unités est visible.

### **1-2-2 Les traitements de la sismique et du sondeur de sédiments**

Les traitements permettent d'améliorer la qualité des données afin de favoriser une interprétation fine des profils sismiques. Ces traitements, mis au point au centre IFREMER de Brest, consistent pour l'essentiel à renforcer le rapport signal/bruit.

SITHERE est un logiciel de traitement des données sismiques (en général monotrace : sparker, sondeur de sédiments) qui permet la visualisation de profils sismiques sur station SUN et certains traitements mathématiques de base (Marsset, rapport interne IFREMER). Ces traitements ont été appliqués sur l'ensemble des profils sismiques. Il existe peu de différence entre le traitement des profils « sparker » et celui des profils « sondeur de sédiments ». En effet, un seul traitement diffère entre ces 2 types de profils.

Les traitements les plus marquants sont le filtrage, le gain et le filtre de houle. Le « filtrage » des données enlève les parasites et améliore la qualité de l'image. Le « gain » permet de rehausser la couleur de l'image. Enfin, le « filtre de houle » enlève les ondulations liées à la houle et lisse les réflexions. Appliqués aux profils (figure 16), ils permettent une interprétation plus pointue et surtout plus fiable.

De plus, SITHERE permet une représentation des données à l'écran ou sur les traceurs thermiques (figure 16). Le but est d'obtenir rapidement et de façon réversible une amélioration de la qualité du profil, de choisir son orientation ainsi que les échelles verticales et horizontales. Une fois le profil traité, ou après chaque traitement, le profil étudié peut être imprimé et comparé afin d'affiner les traitements.



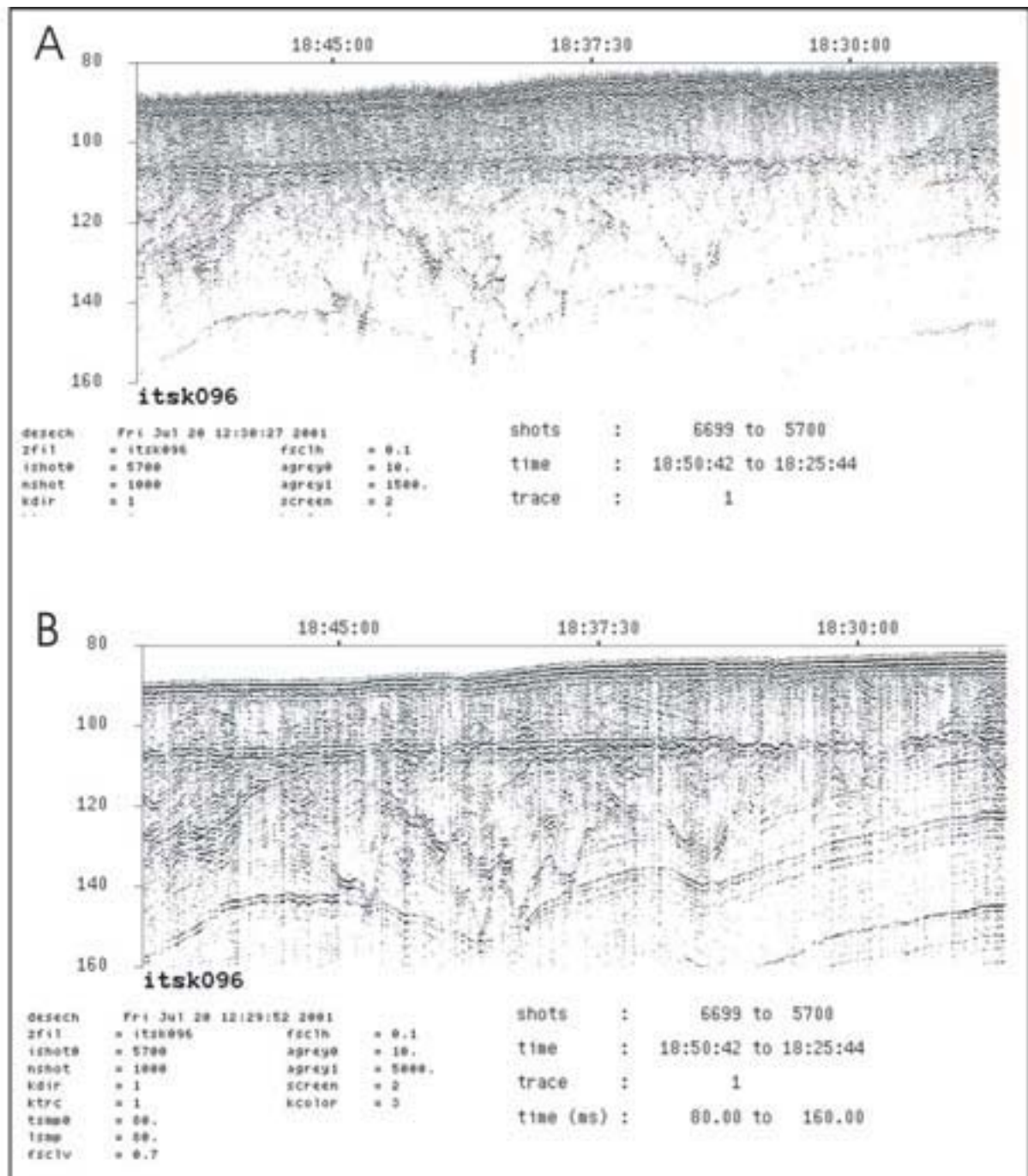


Figure 16 : A- Profil "sparker" non traité présenté en mode raster (desech). Ce mode a la possibilité d'intégrer un certain nombre de paramètres qui permettent une meilleure visualisation du profil. Ces paramètres sont entre autres l'échelle verticale (fsciv) et horizontale (fscih) de l'image, les niveaux de couleurs inférieures (agrey0) et supérieures (agrey1) et le type de couleur (kcolor: en noir et blanc ou en couleur).

B- Profil "sparker" après traitement. Le filtrage ("felics") a permis d'améliorer la résolution, le gain ("gain") a augmenté la valeur des réflecteurs en bas de l'image et le filtre de houle ("swell") a enlevé les ondulations qui perturbaient les réflecteurs.



## **2-LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE : PRINCIPES ET METHODES**

La stratigraphie est l'étude de la succession de formations, d'unités ou de strates sédimentaires pour en déterminer l'histoire et les mises en place. L'interprétation des séries sédimentaires repose sur l'analyse ponctuelle d'un certain nombre d'affleurements, de forages ou de carottages. Pour avoir un aperçu global de l'ensemble d'une région ou d'un bassin, il est nécessaire d'utiliser les données dites de sub-surfaces, c'est-à-dire les données de géophysique.

*En domaine marin, les forages ou les carottages utilisables ne sont pas fréquents, et les formations néogènes et quaternaires, sans intérêt pétrolier, ont été peu ou pas étudiées. Par contre, la géophysique, et en particulier la sismique, y a connu un grand développement. Sur la plate-forme aquitaine, la recherche pétrolière a nécessité l'implantation d'un certain nombre de forages offshore et de quelques carottages géotechniques localisés dans la partie sud.*

La compréhension des conditions d'accumulation des sédiments en corps sédimentaires, de la géométrie de ces corps en unités sédimentaires ainsi que de leurs structures internes, débouche sur une définition des systèmes de dépôts (Vail *et al.*, 1977). L'appréciation des processus sédimentaires permet d'interpréter la mise en place de ces systèmes en terme d'environnement. Une fois replacé dans un cadre chronologique, les systèmes de dépôts permettent une interprétation en terme d'évolution dynamique des environnements qui débouche sur un schéma global constituant des modèles conceptuels de dépôt. Ces modèles peuvent être « exportés » à d'autres bassins ou à d'autres époques géologiques pour en guider l'interprétation sédimentaire.

Ainsi, l'étude stratigraphique repose, au départ, sur la définition et la caractérisation d'un certain nombre d'unités ou de termes sédimentaires constitués de faciès sédimentaires, concept élémentaire de l'interprétation stratigraphique. La description et l'interprétation de l'enchaînement spatio-temporel des faciès constituent l'analyse séquentielle.

L'essentiel de mon étude reposera donc sur l'interprétation des profils sismiques très haute résolution en terme de stratigraphie sismique.

## 2-1- L'analyse séquentielle

### 2-1-1- Les séquences sismiques

Mitchum *et al.* (1977 ; figure 17) définissent une séquence génétique de dépôt comme une unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates liées génétiquement entre elles et limitées à leur base et à leur sommet par des discontinuités. Une séquence génétique est alors considérée comme une unité sédimentaire résultant de l'évolution spatio-temporelle d'une ou plusieurs variables contrôlant la sédimentation. Ces variables sont notamment reprises dans les modèles de la stratigraphie sismique.

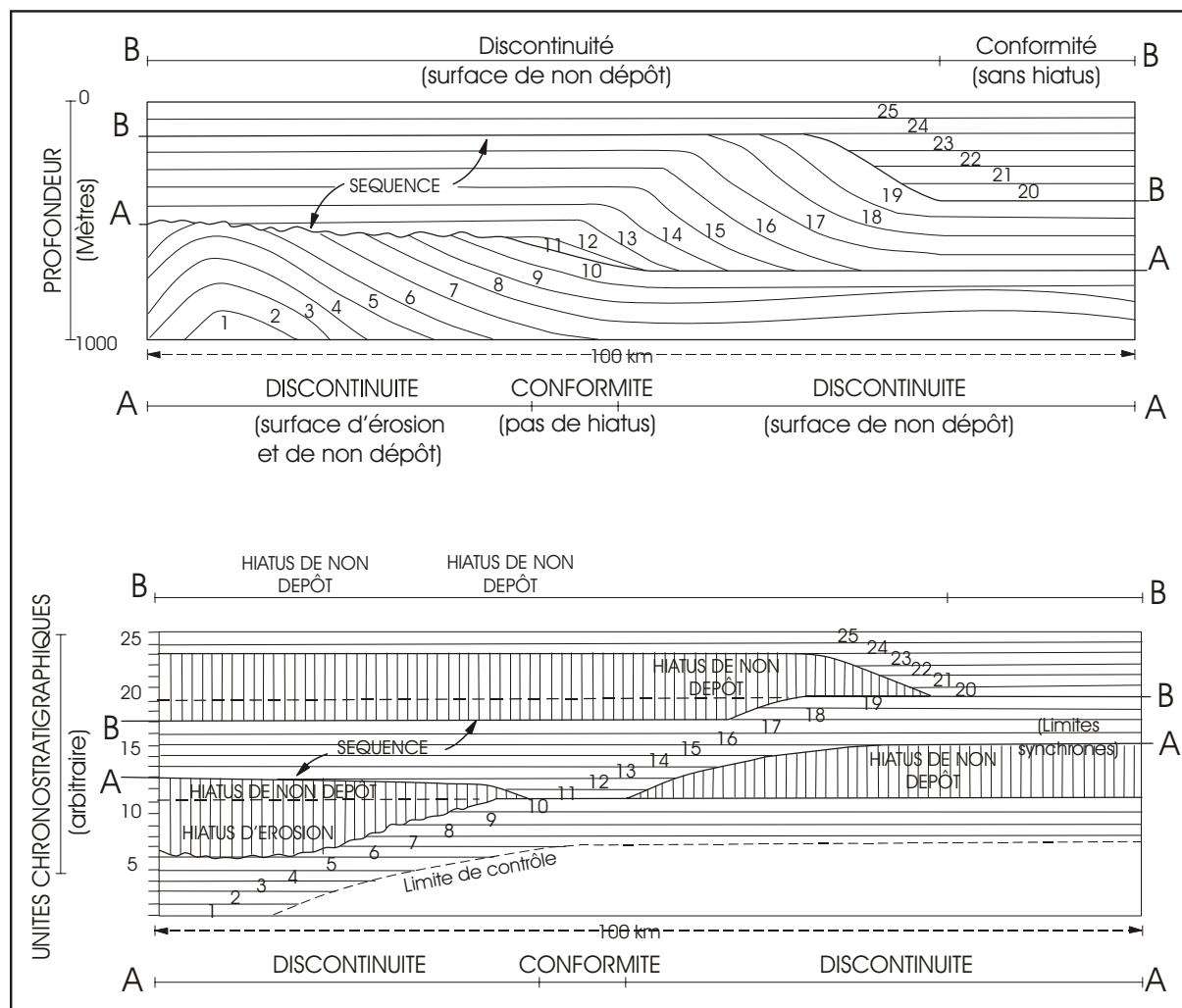


Figure 17 : Concepts de base d'une séquence de dépôt (Mitchum *et al.*, 1977). En haut : coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B de discontinuité. En bas : coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut sont ici reportées en une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire.

L'analyse séquentielle des données sismiques doit être replacée dans un cadre chronostratigraphique afin (1) d'établir des corrélations non seulement au sein du Bassin Aquitain mais également avec d'autres zones d'études et (2) de se situer par rapport aux modèles conceptuels que nous verrons plus loin.

### **2-1-2 La stratigraphie sismique, principe et méthode**

La stratigraphie sismique sert à déterminer la géométrie des formations sédimentaires et à définir des faciès sismiques et des séquences sismiques, d'où on déduira des informations sur la nature des dépôts et les mécanismes de leur mise en place.

Elle s'appuie sur les lois de l'acoustique et en particulier sur la différence d'impédance acoustique des roches «  $Z$  ». L'impédance acoustique est le produit entre la densité des roches «  $d$  » et la vitesse de propagation des ondes acoustiques «  $v$  » :  $Z = d \cdot v$ .

L'interprétation sismique débute par le repérage d'horizons ou de marqueurs sismiques que sont les réflexions. Ces réflexions sont assimilées à des surfaces de strates ou de discontinuités possédant une certaine extension. (1) Les limites de strates, à l'intérieur d'une séquence, sont des surfaces isochrones. Cependant, le long d'une même strate, la variation latérale de faciès peut correspondre à une variation de faciès sismique (Exxon, 1978). Les strates composant une séquence sont généralement conformes entre elles. C'est le contraste d'impédance acoustique  $Z$  d'une strate par rapport à une autre contiguë qui permet de les distinguer. Ce contraste d'impédance est la plupart du temps lié aux différences lithologiques. (2) Les surfaces de discontinuités sont, quant à elles, liées à des phénomènes d'érosion ou de non-dépôt et représentent un hiatus significatif. Une discontinuité sismique se marque en général par une forte amplitude et une bonne extension. De plus, elle se distingue souvent par une discordance angulaire entre les réflexions situées de part et d'autres de la surface de discontinuité.

L'interprétation stratigraphique des profils sismiques repose sur la reconnaissance des limites de séquence et sur l'appréciation des réflexions. Celle-ci se fait à plusieurs échelles : à l'échelle de la réflexion (paramètres internes des réflexions), et à l'échelle du profil sismique où les « faciès sismiques » sont définis (configuration interne et externe des réflexions). Ces caractéristiques sont ensuite interprétées en terme de mode de dépôts, de stratification et de lithologie.

La description des paramètres internes et externes des séquences a donné lieu à un mémoire (n°26 de l'AAPG) auquel on pourra se reporter. Les définitions et les descriptions ci-dessous sont tirées de ce mémoire.

## **2-2- Relations des strates aux limites de séquences**

Il existe deux limites pour chaque séquence, la limite inférieure et la limite supérieure. Ces limites de séquence sont définies par leur relation avec la séquence (figure 18). Ces relations sont basées sur le parallélisme, ou son absence, entre les strates et leurs surfaces limites.

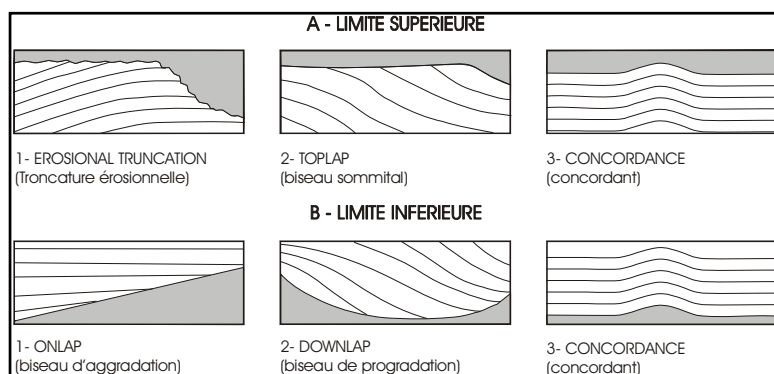


Figure 18 : Relations entre les réflexions sismiques et les limites des séquences sismiques (d'après Mitchum *et al.*, 1977).

A- Relations entre les réflexions sismiques et la limite supérieure de la séquence,

B- Relations entre les réflexions sismiques et la limite inférieure de la séquence.

### **LIMITES INFERIEURES (figure 18B)**

L'« onlap », ou biseau d'aggradation, correspond à la terminaison de strates horizontales sur une surface de base inclinée, ou de strates inclinées sur une surface de base de pente supérieure. Cette disposition caractérise une migration des dépôts vers la côte dans le cas d'une élévation du niveau marin. Dans le cas d'une baisse rapide du niveau marin, les « onlap » marquent une migration des dépôts vers le bassin. En général, les « onlap » sont rarement préservés lors d'une baisse du niveau de la mer à cause de l'érosion. Par contre, ils le sont lors de la hausse du niveau marin (EXXON, 1978).

Le « downlap », ou biseau de progradation, est la terminaison de strates plus inclinées sur une surface de base moins inclinée. Il correspond à un accroissement latéral des dépôts dans le sens de la pente.

La concordance marque le parallélisme entre les strates et la limite inférieure.

« Onlap » et « downlap » sont des indicateurs de hiatus de non-dépôt plus que de hiatus d'érosion.

## LIMITES SUPERIEURES (figure 18A)

Le « toplap », ou biseau sommital, montre des strates inclinées dont le sommet se termine en biseau sur la limite supérieure résultant principalement d'une phase de non-dépôt. Les périodes de stabilité relative du niveau de la mer sont représentées par l'absence d'« onlap » côtiers et la présence de « toplap » côtiers (EXXON, 1978).

La troncature d'érosion résulte de l'ablation par érosion d'une partie plus ou moins importante des dépôts sommitaux.

Il y a concordance quand la limite supérieure et les strates sous-jacentes sont parallèles.

Une fois définies les discontinuités qui limitent la séquence, il faut définir les unités qui la constitue en terme de faciès sismiques. Ceux-ci sont d'abord étudiés de façon globale à partir de la configuration interne des réflexions. Puis, les caractéristiques des réflexions elles-mêmes sont analysées : ce sont les paramètres internes des réflexions.

### **2-3- Les paramètres internes des réflexions**

Les réflexions présentent des caractéristiques géophysiques qui dépendent de la nature des sédiments traversés et qui vont permettre de définir des faciès sismiques. Il existe 3 types de caractéristiques géophysiques :

La continuité (figure 19) définit la continuité des lits et des processus de dépôt. Plus une réflexion est continue, plus les conditions de dépôt peuvent être liées à un niveau d'énergie.

L'amplitude (figure 19) est liée directement au contraste d'impédance acoustique. Une variation rapide du niveau d'amplitude traduit une variation rapide de la nature d'une ou des deux formations, ce qui se produit souvent dans des environnements où le niveau d'énergie du dépôt est élevé. Par contre, la stabilité de la valeur de l'amplitude sur de grandes distances est interprétée comme une grande continuité de la lithologie des horizons sus-jacents et sous-jacents.

La fréquence (figure 19) correspond à l'espacement en temps entre les réflexions sismiques : c'est le nombre de réflexions par unité de temps. Elle dépend soit d'un litage ou d'une variation rapide de lits sédimentaires différents, soit de la nature de la roche qui entraîne des changements de vitesse.

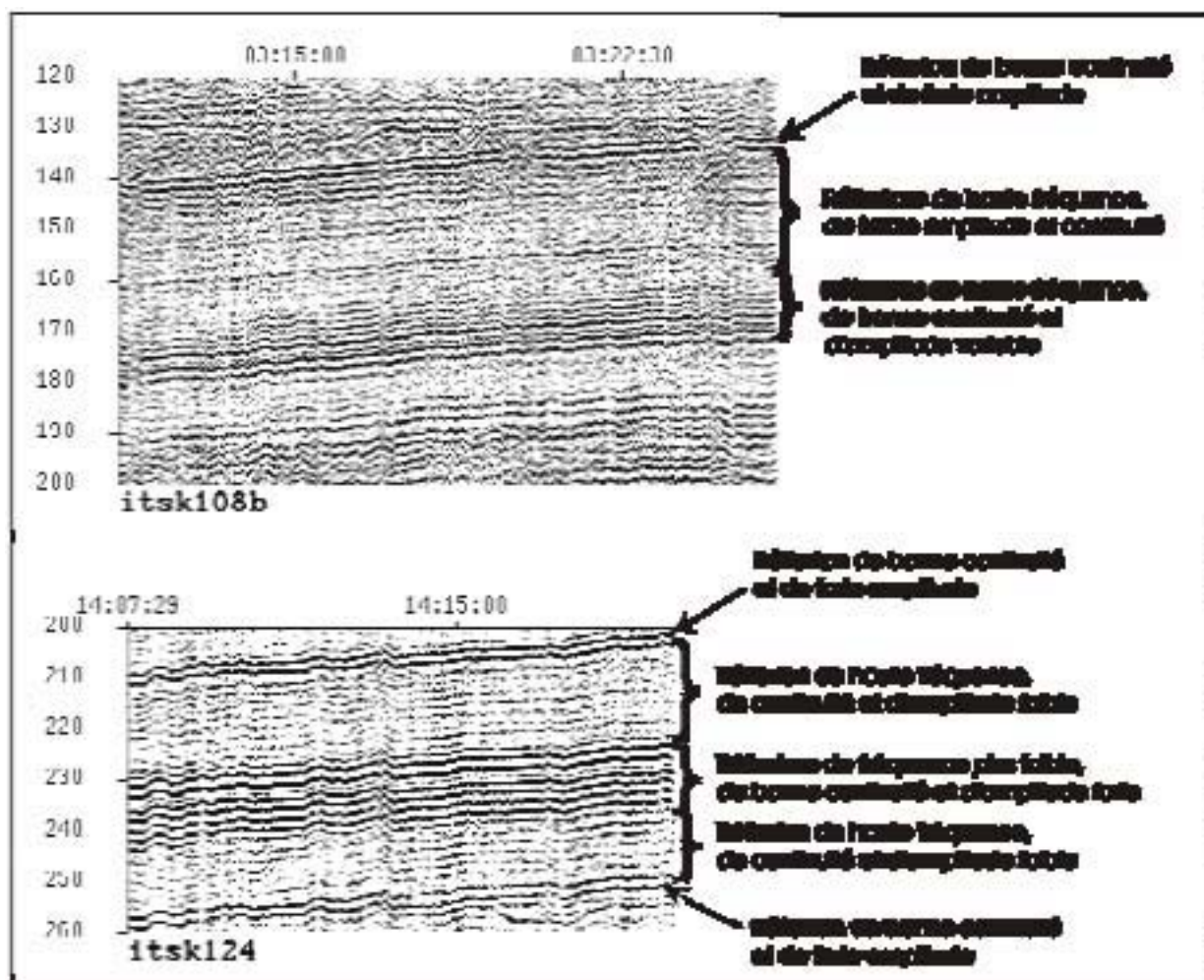


Figure 19 : Paramètres internes des réflexions : fréquence, continuité et amplitude. Les exemples ci-dessus sont pris dans la zone d'étude.

## 2-4- La configuration interne des réflexions

L'analyse des configurations internes permet de définir le modèle de mise en place des strates sédimentaires, les processus de dépôts, l'érosion et la paléotopographie (Exxon, 1978 ; Mitchum *et al.*, 1977 ; Vail *et al.*, 1977). Les unités sismiques sont constituées de réflexions ayant des caractéristiques identiques (parallèles entre elles, chaotiques, etc...). Ces configurations internes sont de plusieurs sortes.

Les réflexions parallèles correspondent à un taux de sédimentation uniforme souvent lié à une subsidence régulière de la surface de dépôt, ou résultant de la présence de dépôts dits en drapage.

Les réflexions divergentes peuvent être provoquées soit par une variation du taux de sédimentation le long du profil, soit par un enfoncement de la surface de dépôt (subsidence).

Les réflexions progradantes sont de deux types:



- les réflexions sigmoïdes caractérisent un faible apport sédimentaire dans un milieu de dépôt à faible énergie, ou une élévation plus rapide du niveau de la mer préservant ainsi le dépôt des unités supérieures ;
- les réflexions obliques planes correspondent à une accrétion frontale avec un apport important de sédiments dans un milieu d'énergie assez élevé, ce qui explique que les unités supérieures soient souvent érodées au fur et à mesure qu'elles se déposent. Le niveau de la mer doit baisser lentement ou être stable.

Une configuration en creux et en bosses résulte de strates formant des petits lobes de progradation interdigités, construits en eau peu profonde en position de front de delta.

Enfin, les zones sourdes peuvent provenir d'une certaine homogénéité des dépôts ou, au contraire, d'unités géologiques très déformées, ou bréchifiées.

## **2-5- La configuration externe**

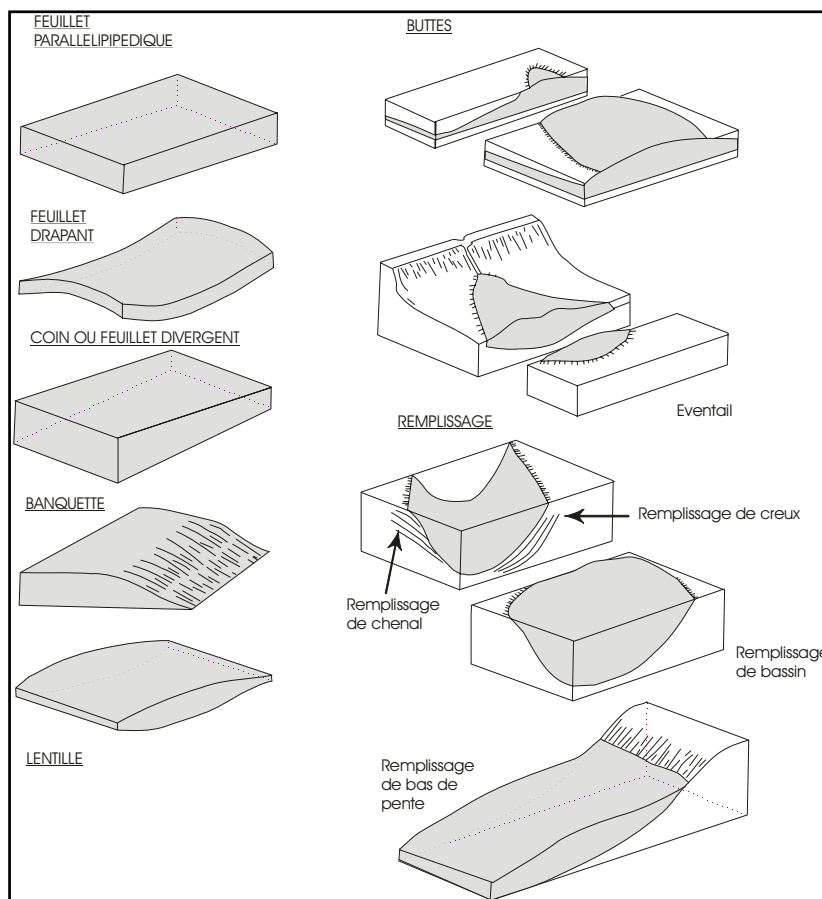


Figure 20 : Configuration externe des séquences.

Une fois définies les limites des unités sismiques et leur structuration interne, on prend en compte la morphologie externe en 3D de ces unités (figure 20). Elle permet de déterminer l'environnement de dépôt, la provenance des sédiments et le cadre géologique.

Les formes en feuillets drapants sont des dépôts de faible énergie, généralement en eau profonde (bassin), de type sédiments hémipélagiques.

Les lentilles correspondent à des dépôts de pente.

Les monticules sont des constructions organiques ou des coulées volcaniques et des amas clastiques tels que les turbidites, les lobes deltaïques des « offshore bars », des marnes glissées, ou des contourites. Ce sont souvent des dépôts de niveau d'énergie relativement élevé.

Enfin, les formes dépressionnaires sont des remplissages de dépressions.

Après avoir présenté les principaux critères d'identification des faciès sismiques, je m'attarderai à définir leur organisation en séquence sismique par analogie avec les séquences de dépôts évoquées principalement.

## **2-6- Cadre chronostratigraphique**

Les séquences de dépôt sont souvent associées avec les cycles eustatiques (élévation et baisse relative du niveau marin, figures 21 et 22 ; Vail *et al.*, 1977). Cette corrélation peut servir à déterminer l'âge de la séquence quand aucun forage n'existe dans la zone d'étude. Ces variations du niveau marin sont visibles notamment au niveau des limites de dépôt.

Les fluctuations cycliques du niveau marin peuvent être considérées selon 6 échelles de temps en « ordre de cyclicité » (tableau IV).

Ordre de cyclicité	Durée	
	Vail <i>et al.</i> (1991)	Mitchum et Van Wagoner (1991)
1 <sup>er</sup>	>50 Ma	
2 <sup>ème</sup>	3-50 Ma	9-10 Ma
3 <sup>ème</sup>	0,5-3 Ma	1-2 Ma
4 <sup>ème</sup>	80-500 ka	100-200 ka
5 <sup>ème</sup>	30-80 ka	10-20 ka
6 <sup>ème</sup>	10-30 ka	

Tableau IV, correspondance entre les ordres de cyclicité et leur durée pour Vail *et al.* (1991) et Mitchum et Van Wagoner (1991) ; Ma: millions d'années ; ka: milliers d'années.

Plusieurs successions de cycles du niveau marin sont observées durant le Cénozoïque et le Quaternaire (Haq *et al.*, 1988 ; figure 21).

Au cours du Plio-Quaternaire, période qui nous intéresse plus particulièrement, un certain nombre de cycles de quatrième ordre de variation du niveau marin se sont succédés.

Ces cycles ont pu être corrélés avec des stades isotopiques de l'oxygène. La figure 22, entre le stade isotopique 6 et l'Actuel, montre le découpage d'un cycle de quatrième ordre en cycles de cinquième ordre.

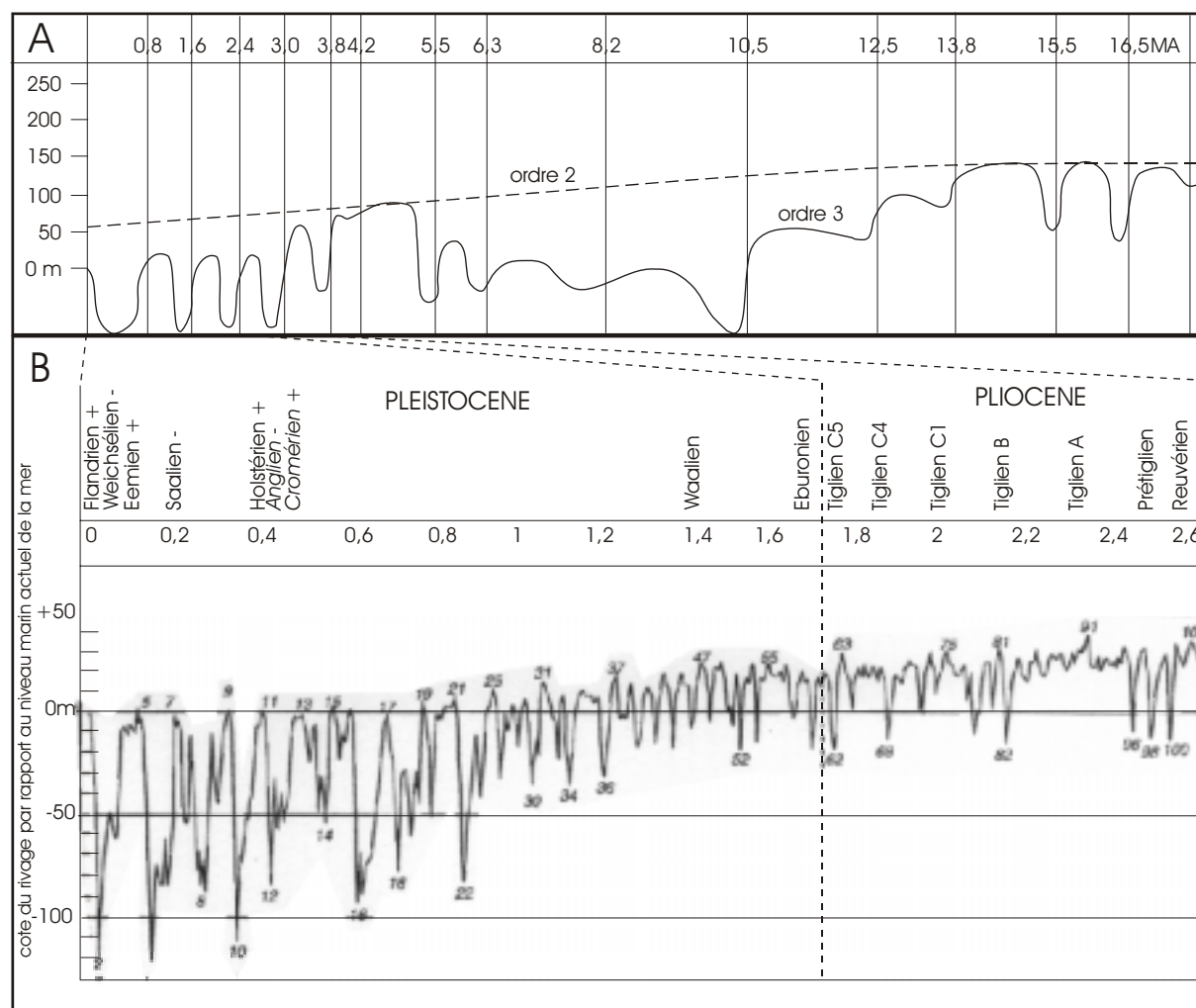


Figure 21 : A. Charte de Haq *et al.* (1988). Le niveau marin eustatique est estimé à +40 m depuis le Miocène supérieur jusqu'à vers 3,2 MA. Un biais linéaire est appliqué entre 3,2MA et 0,4MA. Entre 0,4MA et l'Actuel, la courbe de variation du niveau marin d'ordre 3 est estimée plate (minimum eustatique d'ordre 3, d'après les données présentées par Williams, 1988).

B. Variations au Plio-Quaternaire. Les stades anglais sont en italique, les stades des Pays-Bas en caractères romains (stade glaciaire : -, interglaciaire : +). Les stades isotopiques sont en italiques sur la courbe. Les variations glacio-eustatiques sont estimées d'après les variations de composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer. D'après Shackleton *et al.* (1991) et Funnel (1995). Entre 0,4 MA et l'Actuel, la courbe estimée plate sur la charte de Haq *et al.* (1988) montre ici un certain nombre de variations du niveau marin d'ordre 4 et 5 (in Reynaud, 1996).

Chacun de ces cycles va laisser son empreinte au niveau de l'enregistrement sédimentaire. Les cycles de deuxième et troisième ordre seront visibles sur des profils sismiques de grande pénétration et de faible résolution. Les cycles de quatrième et cinquième ordre seront essentiellement visibles sur des profils de faible pénétration et de haute résolution comme les profils « monotrace » ou « sparker » que nous utilisons dans cette étude.

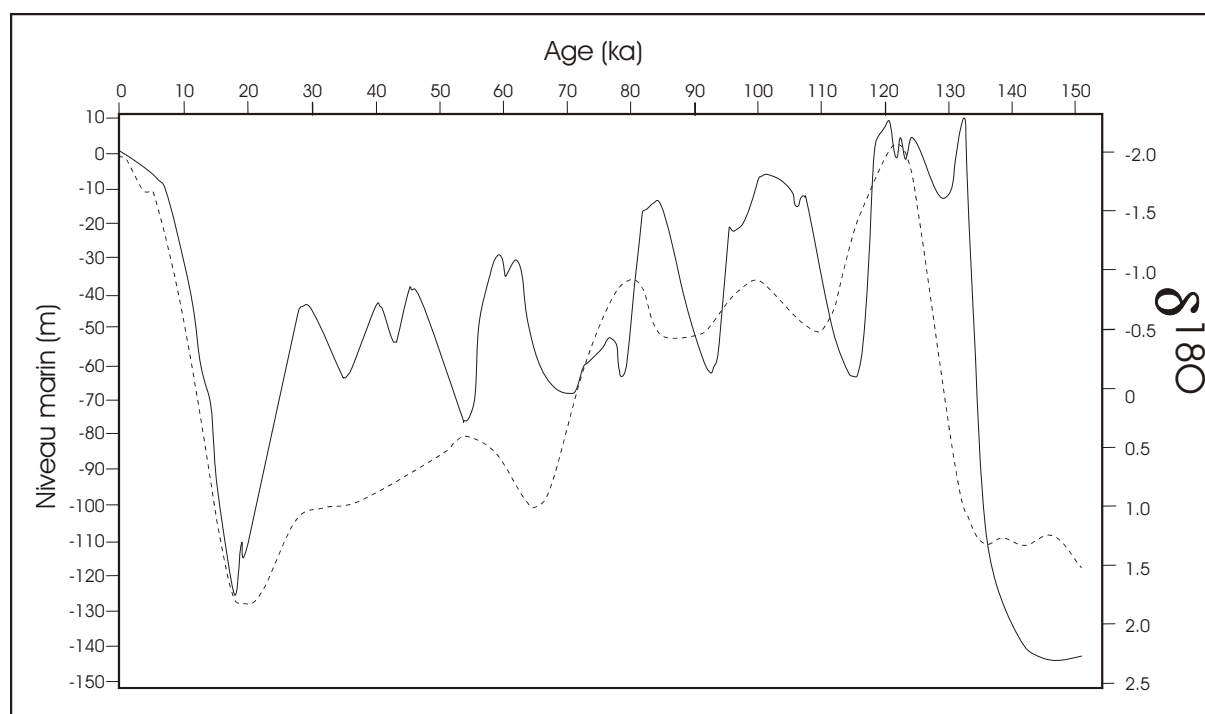


Figure 22 : Courbe très haute résolution des fluctuations du niveau marin lissée (en trait continu) et courbe SPECMAP (en pointillée) surimposée pour le Quaternaire terminal obtenue à partir des travaux de Bloom *et al.* (1974), Chappel et Shackleton (1986), Pinter et Gardner (1989) et Bard *et al.* (1990). Ces courbes correspondent à un cycle de quatrième ordre subdivisé en plusieurs cycles de cinquième ordre (*in* Torres, 1995).

Les faciès et leur séquence ainsi définis dans un cadre chronostratigraphique approprié doivent être replacés dans un modèle sédimentologique global qui intègre les principaux paramètres tel que le climat, la dynamique sédimentaire, la tectonique, etc...

## **2-7- Les modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle**

### **2-7-1 Principes retenus**

L'établissement d'un modèle conceptuel sédimentaire est basé sur un principe simple, celui de la variation du volume d'espace disponible pour l'accumulation de sédiment (espace d'accommodation) dans le bassin. Cet espace est compris entre la surface de la mer (niveau d'équilibre) et le fond du bassin. Les fluctuations de cet espace dépendent de 2 types de facteurs :

- les facteurs structuraux : expansion du bassin et/ou mouvement verticaux du fond (soulèvement, subsidence),
- les facteurs eustatiques : variation du niveau marin.

Le modèle de Vail *et al.* (1987) rajoute un paramètre qui influence l'espace disponible, ce sont les apports sédimentaires (figure 23).

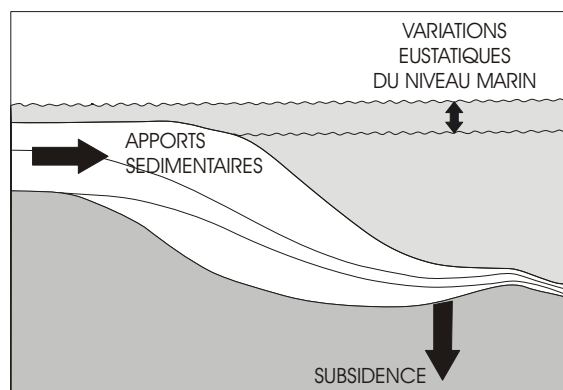


Figure 23 : Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires.

Les variations de l'espace disponible provoquent un déplacement des zones de dépôt ou des environnements sédimentaires (« dépôts-centres ») :

- une augmentation du volume disponible provoquent un déplacement dans l'espace des dépôts-centres ou des enchaînements de faciès vers le continent, et un changement

dans le temps des dispositions séquentielles de faciès,

- une diminution du volume disponible entraîne un déplacement dans l'espace des dépôts-centres ou des enchaînements de faciès vers le centre du bassin et un changement dans le temps des dispositions séquentielles de faciès.

Outre la répartition des faciès, les variations du volume disponible provoquent également des changements caractéristiques dans la géométrie des unités sédimentaires et dans l'agencement des réflexions. Une élévation relative du niveau marin est indiquée par la présence d'un « onlap » côtier. Une transgression de la ligne de rivage se marque par la migration de faciès plus profond en direction du continent. Lors d'une régression, ce sont les faciès peu profonds qui migrent vers le large.

### 2-7-2 Les différents types de modèles

L'interprétation stratigraphique des profils sismiques a conduit à l'établissement de modèles sédimentaires. Le premier modèle créé est celui basé sur la stratigraphie sismique que nous venons de voir. Corrélié avec des forages profonds, ce modèle a d'abord été utilisé pour l'exploration pétrolière. Par la suite, les modèles de Vail *et al.* (1987), repris par Posamentier *et al.* (1988, 1992) et Van Wagoner *et al.* (1988) proposèrent le modèle de la stratigraphie séquentielle.

### 2-7-2-1 Le modèle de la stratigraphie séquentielle

Ce modèle prend en compte une marge passive classique. Il apprécie l'espace disponible au niveau de la bordure de la plate-forme à partir des trois paramètres de la figure 23. A partir de cette appréciation, deux types de séquences ont été définies par Vail *et al.* (1987), Posamentier *et al.* (1988), Van Wagoner *et al.* (1988): le type 1 et le type 2.

Une séquence de type 1 est caractérisée par une exondation partielle de la plate-forme associée avec un rajeunissement du cours des fleuves et des incisions, une érosion et un transit des sédiments sur la plate-forme, un déplacement abrupt des faciès de dépôts et des « onlap » côtiers vers le bassin (taux de subsidence inférieur au taux de chute du niveau marin : il y a émergence de la plate-forme) entraînant la formation d'un cortège sédimentaire de bas niveau marin.

Une séquence de type 2 ne présente aucune incision (taux de subsidence supérieure au taux de chute du niveau marin : le niveau marin se maintient sur la plate-forme). Elle est soumise à une érosion aérienne lente mais étendue et à un déplacement vers le bassin des faciès de dépôt et des « onlap » côtiers.

Chaque type de séquence est constitué d'un certain nombre de cortèges sédimentaires. Le cortège sédimentaire de bas niveau marin appartient à la séquence de type 1. Il comprend de la rupture de pente jusqu'au bassin :

- un cône sous-marin, déposé lors d'une chute rapide du niveau marin en bas de pente ou dans le bassin. Ce dépôt est associé à une érosion forte des canyons et à l'incision des vallées fluviales sur la plate-forme,
- le prisme de bas niveau, déposé sur le talus jusqu'au rebord de la plate-forme quand le niveau relatif de la mer a atteint son plus bas niveau et commence à remonter lentement. A ce moment là, les incisions fluviales cessent d'être actives et les vallées se remplissent. Les sédiments se déposent essentiellement dans les vallées incisées et sur la pente continentale. Le sommet du prisme de bas niveau, qui coïncide avec le sommet du cortège de bas niveau marin, est la surface transgressive.

Les prismes de bordure de plate-forme se déposent pendant une chute modérée du niveau marin lors de la mise en place de la séquence de type 2. Ils sont caractérisés par des séries sédimentaires faiblement progradantes à la base, à aggradantes vers le sommet, et qui

montrent des « onlap » en direction de la côte et des « downlap » vers le bassin. Le sommet de cette unité est ici aussi la surface transgressive.

Le cortège sédimentaire transgressif, identique dans les 2 types de séquence 1 et 2, est compris entre la surface transgressive (ou le sommet des unités de bas niveau marin) et la surface d'inondation maximale sur laquelle se déposent les unités de haut niveau marin. Il est constitué à la base par le remplissage de vallées incisées si elles existent puis par des séries sédimentaires rétrogradantes. Ces séries se déposent lors d'une élévation rapide du niveau marin. Elles montrent des « onlap » en direction de la côte et des « downlap » en direction du bassin.

Le cortège sédimentaire de haut niveau marin (séquence de type 1 et 2) correspond à la partie supérieure des séquences et se situe sur l'ensemble de la plate-forme. Il se dépose durant la dernière partie de la remontée eustatique, le stationnement marin qui suit et le début de la chute eustatique. Les séries sédimentaires sont plus ou moins aggradantes à la base (sigmoïdes) et deviennent ensuite progradantes (plus ou moins obliques) lorsqu'il ne se crée plus d'espace disponible. Ce cortège est compris entre la surface d'inondation maximale et une limite de type 1 ou 2.

Galloway (1989) a créé un autre modèle appelé le modèle de la stratigraphie génétique dont la résolution est comparable à celle du modèle de Vail *et al.* (1987).

#### **2-7-2-2 Le modèle de Galloway (1989)**

Ce modèle peut aussi être mis en application pour l'étude de profils sismiques mais il a été essentiellement conçu pour les forages car la surface qui limite les séquences, appelée la surface d'inondation maximale, est difficilement discernable sur les profils sismiques. Cette surface remplace les surfaces érosives de bas niveau marin utilisées dans le modèle de Vail *et al.* (1991; figure 24).

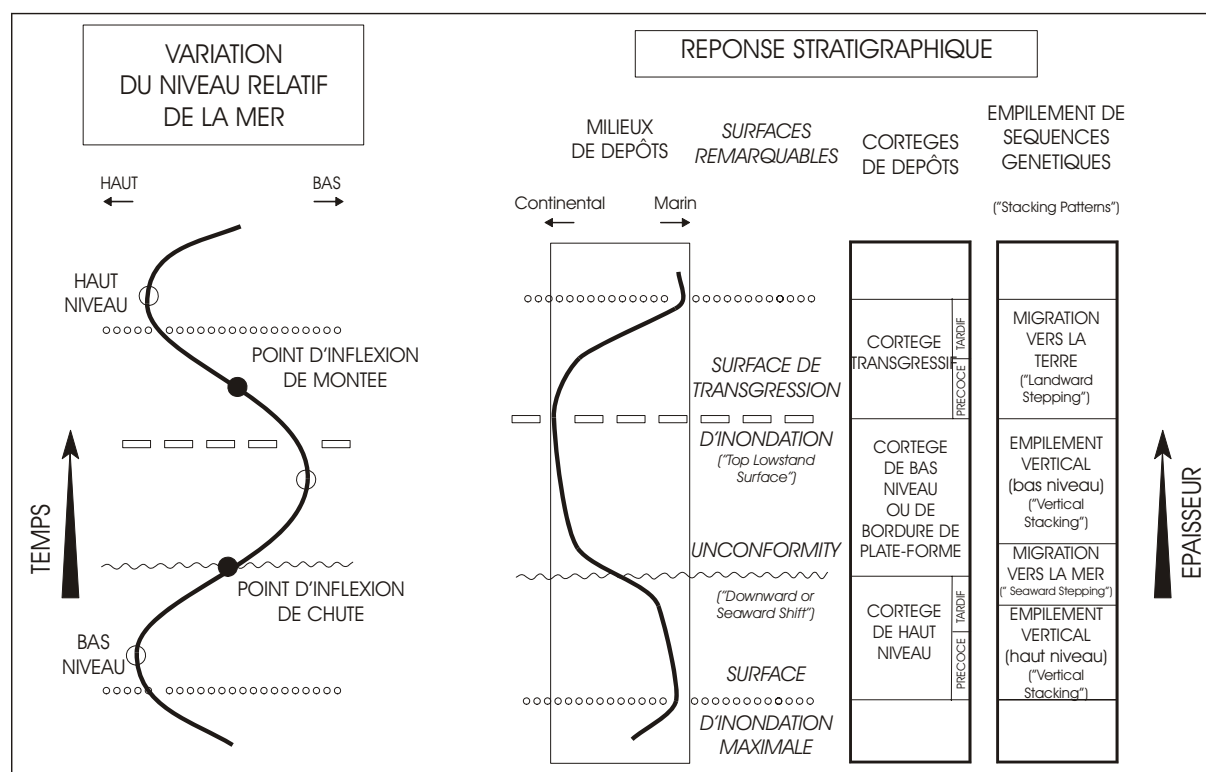


Figure 24 : Réponse stratigraphique d'une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : surfaces remarquables - correspondance des découpages en séquences de dépôts (Posamentier *et al.*, 1988) et en empilement de séquences génétiques (Cross, 1988) (*in* Guillocheau, 1991).

Trois grandes surfaces sont repérables à la fois sur les cortèges de dépôts de Vail *et al.* (1977, 1984, 1991), Posamentier *et al.* (1988) et sur les séquences génétiques de Galloway (1989) (Guillocheau, 1991 ; figure 24) :

- la **surface d'inondation maximale**, formée lorsque la tranche d'eau est maximale, correspond à la base d'un empilement vertical des strates sédimentaires (aggradation). Cet empilement est suivi par une migration vers le bassin des faciès lors de la chute du niveau marin (progradation) ;
- la **surface d'érosion continentale** se met en place lorsque la création d'espace disponible, durant cette chute, est minimale. Un nouvel empilement vertical se produit à la suite de la migration des faciès vers le continent ;
- la **surface de transgression** limite cet empilement vertical. Elle marque un changement dans le sens de migration des faciès sédimentaires. En effet, ceux-ci vont maintenant migrer vers la terre jusqu'à la formation d'une nouvelle surface d'inondation maximale.

Les modèles de Vail *et al.* (1987) et de Galloway (1989) n'étaient pas des modèles de haute résolution. Contrairement aux autres modèles, celui de Thorne et Swift (1991) a été conçu pour la sédimentation quaternaire et les séquences de quatrième ou cinquième ordre.



### 2-7-2-3 Modèle dynamique de Thorne et Swift (1991)

Ce modèle possède ses propres cortèges sédimentaires et limites de séquence. Il fait intervenir quatre cortèges sédimentaires (éventail sous-marin, prismes rétrogradants, prisme progradants, éventail alluvial), ne faisant pas explicitement référence au niveau marin.

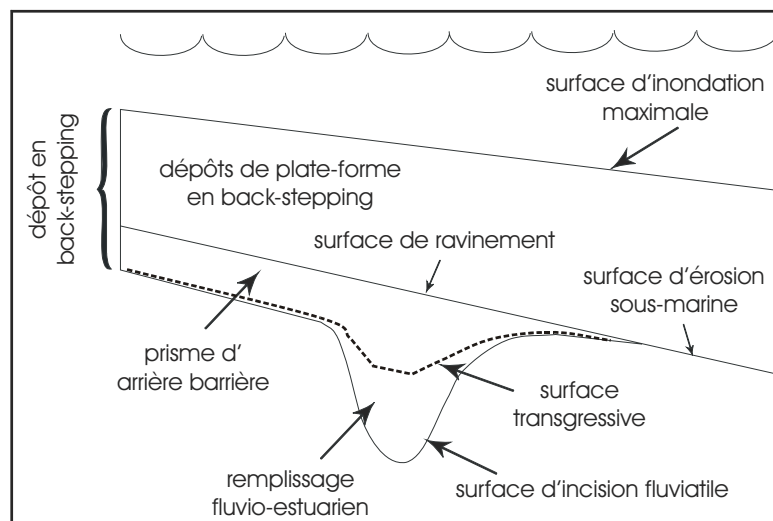


Figure 25 : Illustration schématique du modèle de Thorne et Swift (1991).

De plus, contrairement aux autres modèles, le terme de **surface transgressive** peut s'appliquer à plusieurs types de surface ayant chacune leur propre mécanisme de formation. Ainsi, la surface transgressive peut, latéralement, passer d'une surface d'érosion sub-aérienne à

une surface d'incision fluviale à une surface d'érosion sous-marine (figure 25).

La surface transgressive limite, à la base, le prisme transgressif dit en « back-stepping », lequel est limité à son sommet par la surface d'inondation maximale. Le prisme transgressif contient une surface de ravinement rectiligne qui limite un prisme d'arrière-barrière sous-jacent et un système transgressif en « back-stepping » proprement dit au-dessus. Si sa pente est faible, la surface de ravinement peut se confondre avec la surface transgressive.

Pour des cycles de quatrième ou cinquième ordre, il existe des modèles dits de haute ou très haute définition adaptés des modèles précédemment évoqués. Ces cycles, particulièrement bien calés sur le plan chronostratigraphique grâce aux travaux de Chappel et Shackleton (1986) et Prentice et Matthews (1988), correspondent aux perturbations périodiques de climat liées aux cyclicités de Milankovitch.

Les modèles les plus utilisés pour la sismique haute résolution sont ceux de la stratigraphie sismique et de la stratigraphie séquentielle. Browne (1994), Chiocci *et al.* (1991), Cirac *et al.* (1997), Lericolais *et al.* (2001), entre autres auteurs, ont montré qu'il est possible d'appliquer les concepts de la stratigraphie séquentielle aux données haute résolution. Toutefois, la différence de résolution des données sismiques nécessite un ajustement, les données haute résolution étant beaucoup plus sensibles aux phénomènes

locaux, autocycliques, que les données fournies par une sismique de grande pénétration (Schumm, 1973).

## **Chapitre C**

### ***Etude du substratum acoustique***



Avant d'analyser la mise en place de la couverture meuble du plateau aquitain (unité U1), il convient de préciser certains traits du substratum acoustique sur lequel repose cette couverture. En effet, les caractères morphostructuraux du substratum ont vraisemblablement conditionné la mise en place de cette dernière.

L'étude du substratum sera divisée selon deux domaines (figure 26) :

- la plate-forme sud-aquitaine, de N44°45 à N43°45, comprenant le Bassin de Parentis et le plateau landais, sera constituée de trois régions (Nord, dépression de Mimizan et Sud) où le substratum à pendage fort vers l'Ouest prograde rapidement dans cette direction (Cremer, 1981) ;
- la plate-forme nord-aquitaine de N45°45 à N44°45 où les unités du substratum ont un pendage faible dirigé vers le SW (région Ouest-Gironde) (Montadert *et al.*, 1971 ; Bois et Gariel, 1997), jusqu'à la région « Lacanau-Hourtin » (de N45°15 à N44°45) où le substratum montre des figures d'érosion qui s'amplifient en direction du SW (Frappa, 1975).

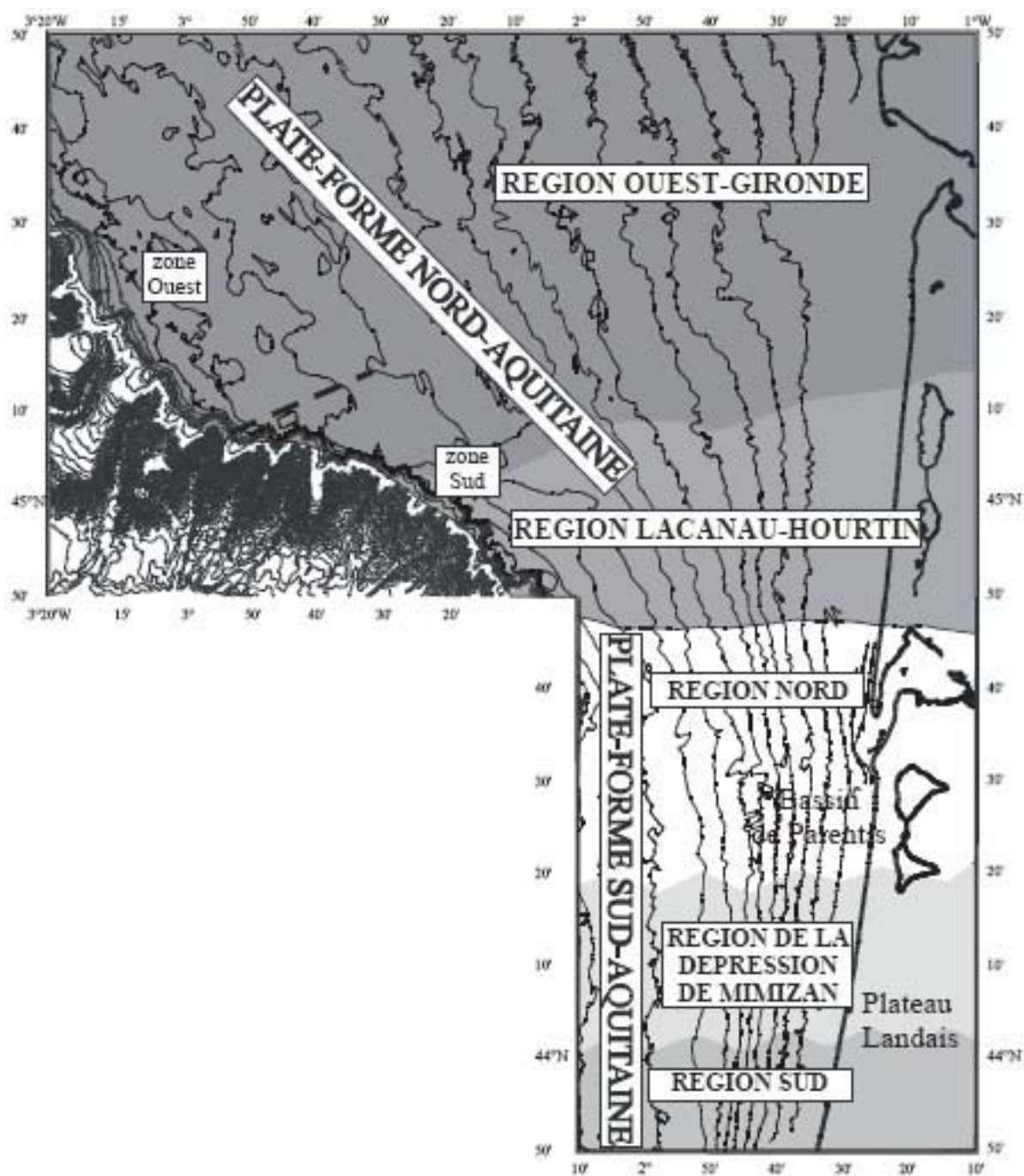


Figure 26 : Les différentes zones morphostructurales de la plate-forme aquitaine.

## **1- La plate-forme sud-aquitaine**

Les unités sismiques de la plate-forme sud-aquitaine analysées à partir des données ITSAS sont souvent délicates à corréler d'un profil à l'autre du fait de l'éloignement des profils et de la pente importante des réflexions. Cependant, deux discontinuités fortement érosives sont facilement repérables sur les profils « sparkler » : la première S2 correspond à la limite entre les deux unités sismiques reconnues dans le substratum appelées unités U3 et U2, et la deuxième S1 à la limite entre le substratum et la couverture meuble quaternaire appelée unité U1 (figure 27).

### **1-1 Description des unités sismiques**

#### **1-1-1 Unité sismique U3**

La base de cette unité, S3, n'est pas facilement identifiable. Sa possible subdivision en unités U3 et U4 sera discutée plus loin. Des discontinuités internes, difficilement corrélables sur l'ensemble de la plate-forme, sont surtout présentes au Sud du domaine.

##### **1-1-1-1 Description des profils Nord-Sud**

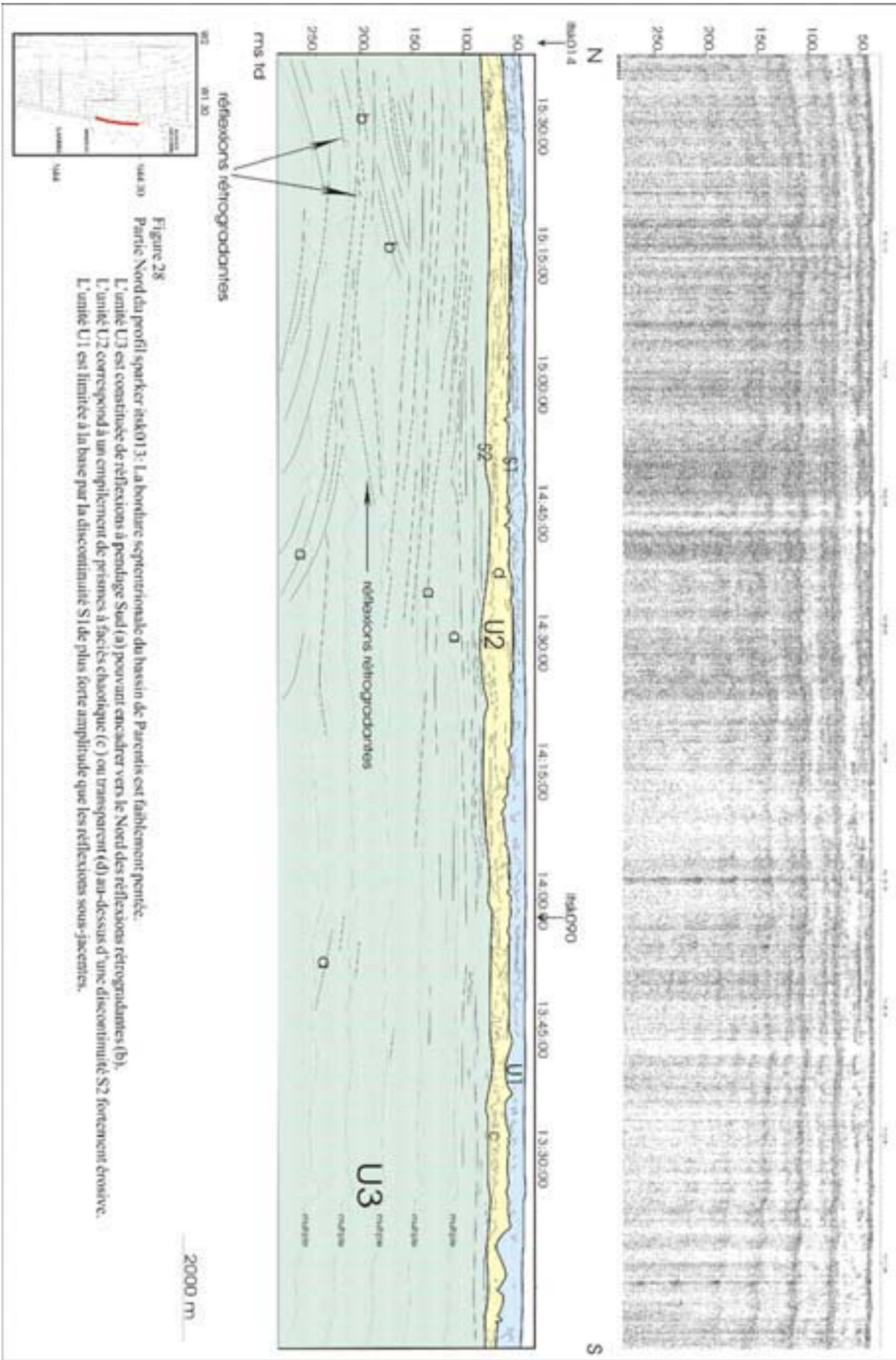
Les trois régions de la plate-forme sud-aquitaine sont visibles du Nord vers le Sud sur le profil itsk013 : la région Nord (figure 28), la dépression de Mimizan (figure 29) et la région Sud (figure 30). Les faciès sismiques de la région Nord sont totalement différents de ceux situés dans la région Sud.

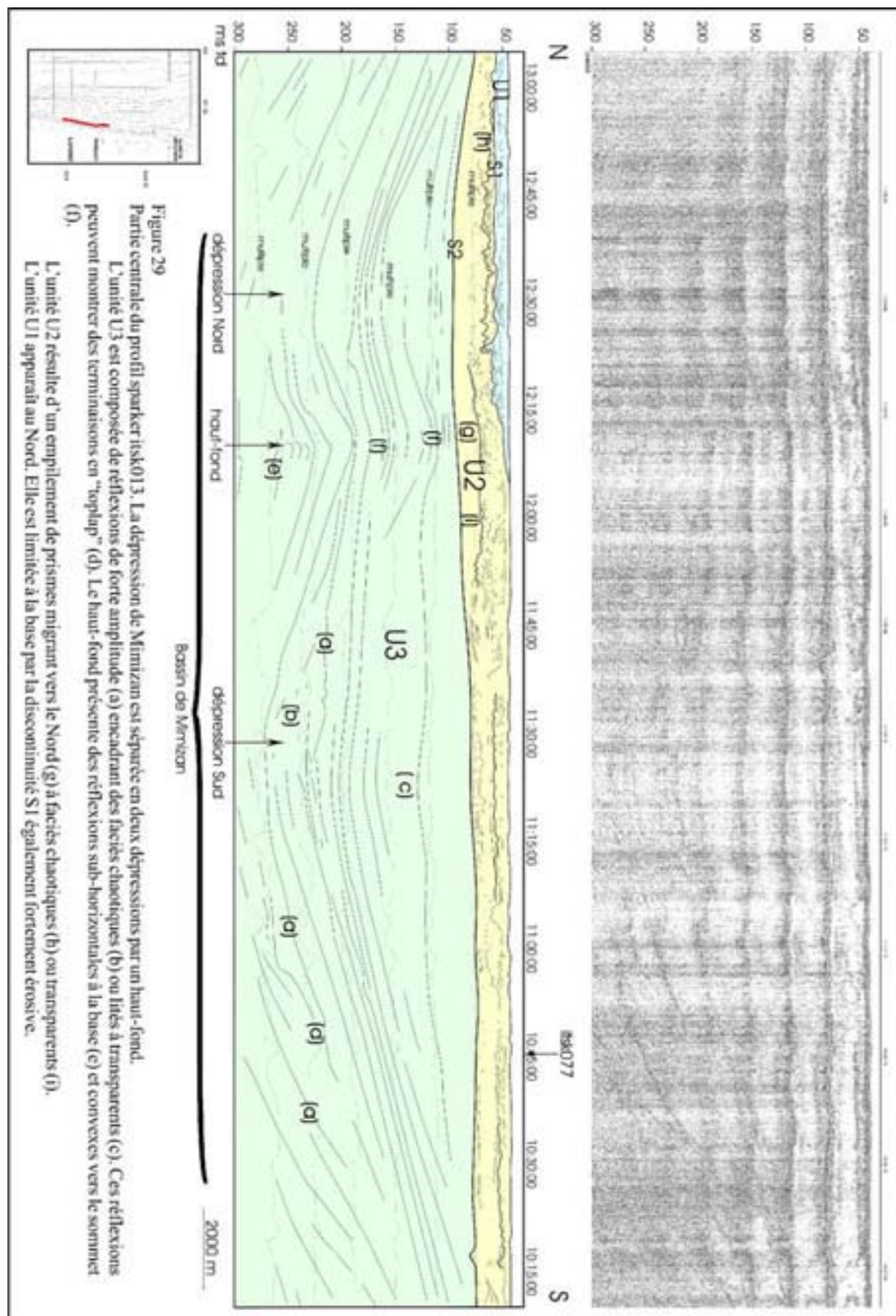
**Au Nord**, sur la plate-forme interne (figure 28), les réflexions ont un pendage faible dirigé vers le Sud. Il est difficile de définir clairement les faciès sismiques masqués par le premier multiple. Cependant, au moins deux séries de réflexions rétrogradantes se mettent en place au cours du temps.

Vers l'Ouest, cette région est caractérisée par des réflexions parallèles de forte amplitude, sub-horizontales ou de faible pendage, séparées en deux groupes par une discordance angulaire et tronquées au sommet par la discontinuité S2 (figure 31).

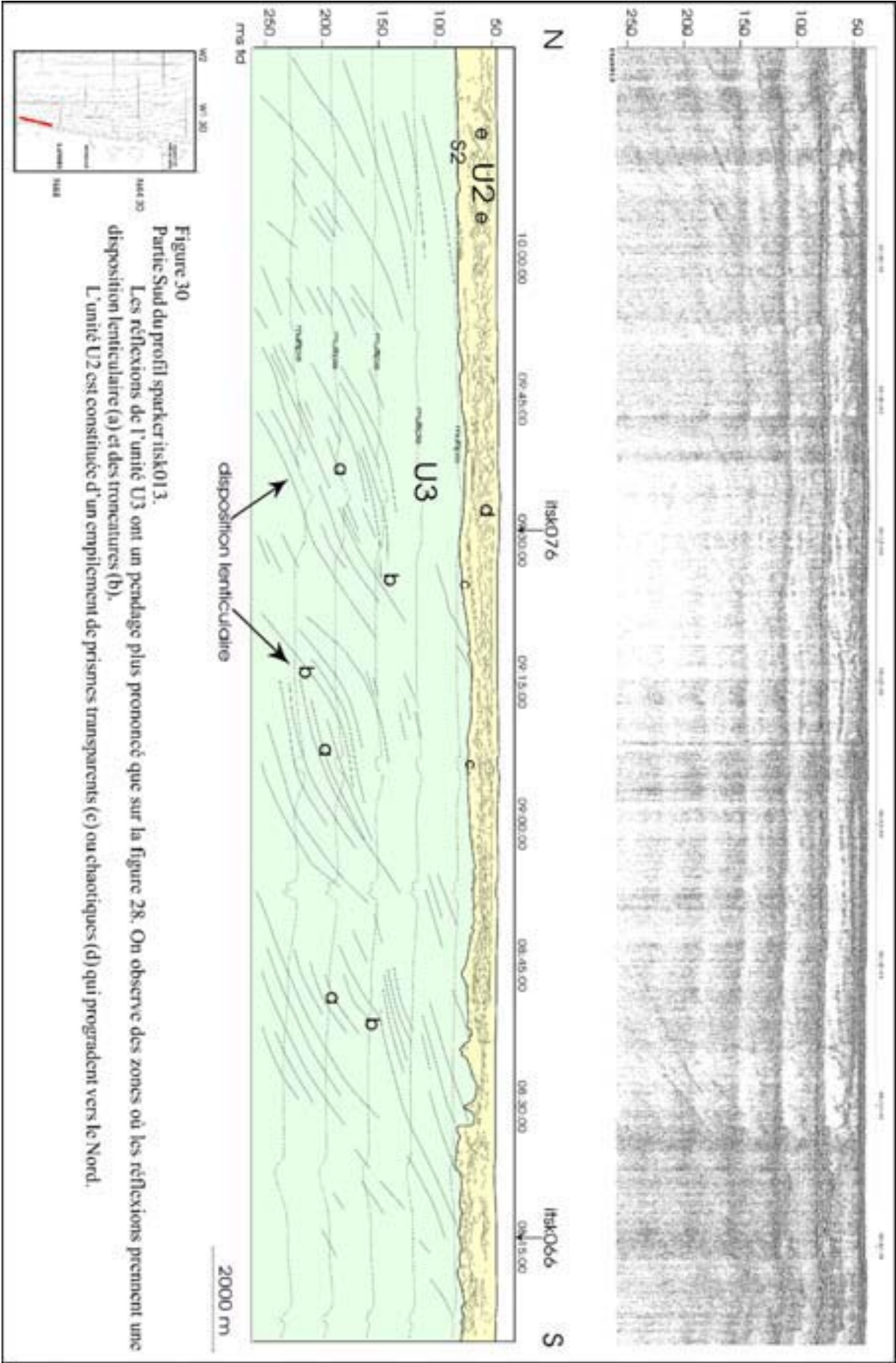


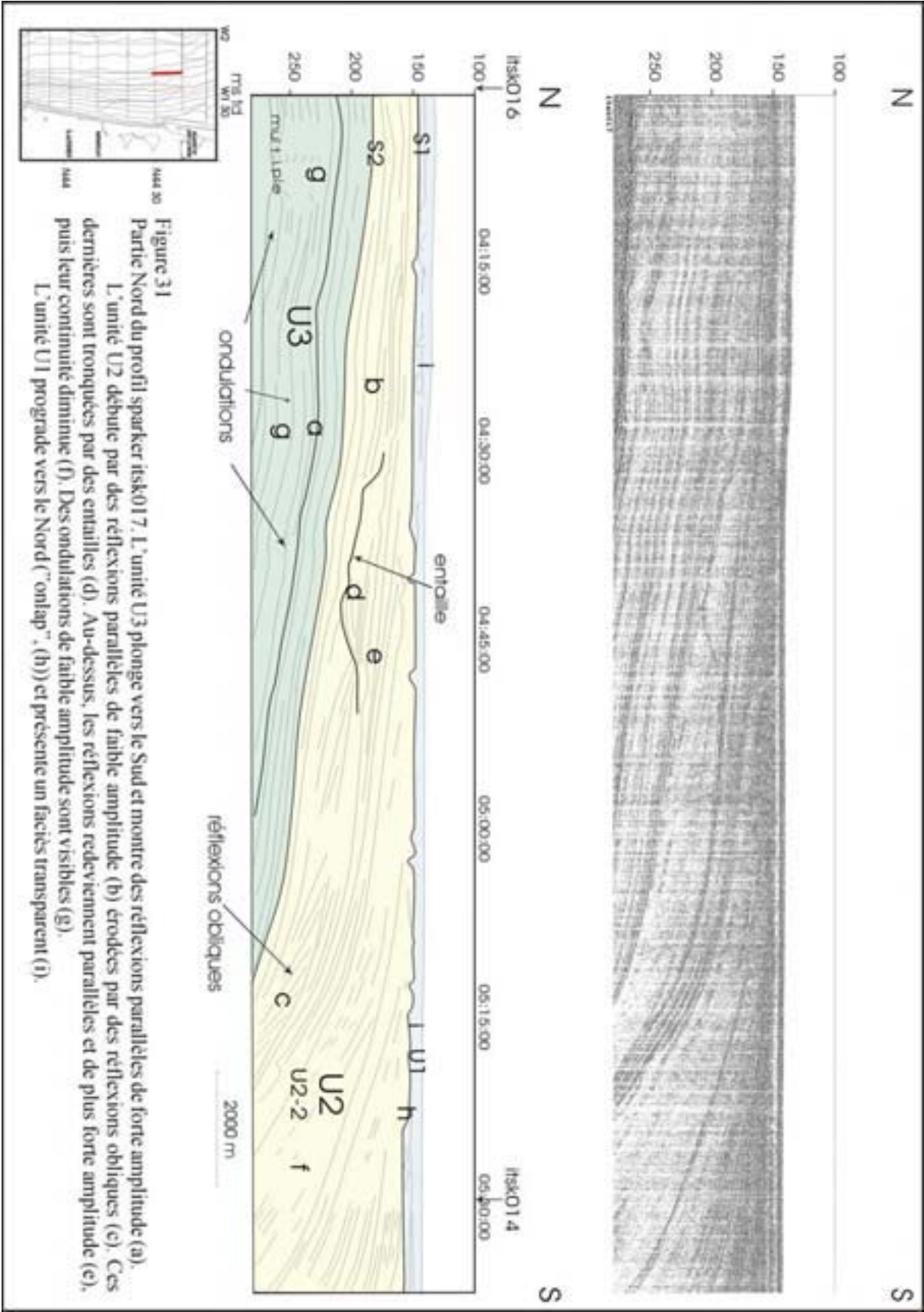












Au niveau de **la dépression de Mimizan** (figure 29), sur la plate-forme interne, les réflexions s'incurvent pour former une cuvette (dépression de Mimizan), située entre N44°05 et N44°20. Cette cuvette comprend des réflexions de forte amplitude limitant des faciès chaotiques ou des faciès lités ou transparents. Les réflexions sont en général concordantes à la base et érodées au sommet de l'unité. Cette cuvette est sub-divisée en deux dépressions par un haut fond dont les réflexions sont sub-horizontales à la base et convexes vers le sommet.

Vers l'Ouest, la dépression de Mimizan s'élargit et s'approfondit vers le domaine océanique. La faible pénétration des profils « sparker » ne permet de la suivre dans cette direction.

**Au Sud**, sur la plate-forme interne (figure 30), les pendages s'inversent et s'orientent vers le Nord. Ils sont nettement plus forts que sur la partie septentrionale de la cuvette. De plus, ils montrent trois zones à disposition lenticulaire. Ces dépôts, et les dépôts qui les recouvrent, sont associés à des surfaces d'érosion.

Vers l'Ouest (figure 32), les réflexions sont à la base plus ou moins parallèles puis elles divergent vers le sommet où elles se redressent avec un pendage équivalent à celui observé plus à l'Est (figure 30). Ces réflexions sont déformées par une structure antiforme pouvant avoir pour origine une remontée diapirique.

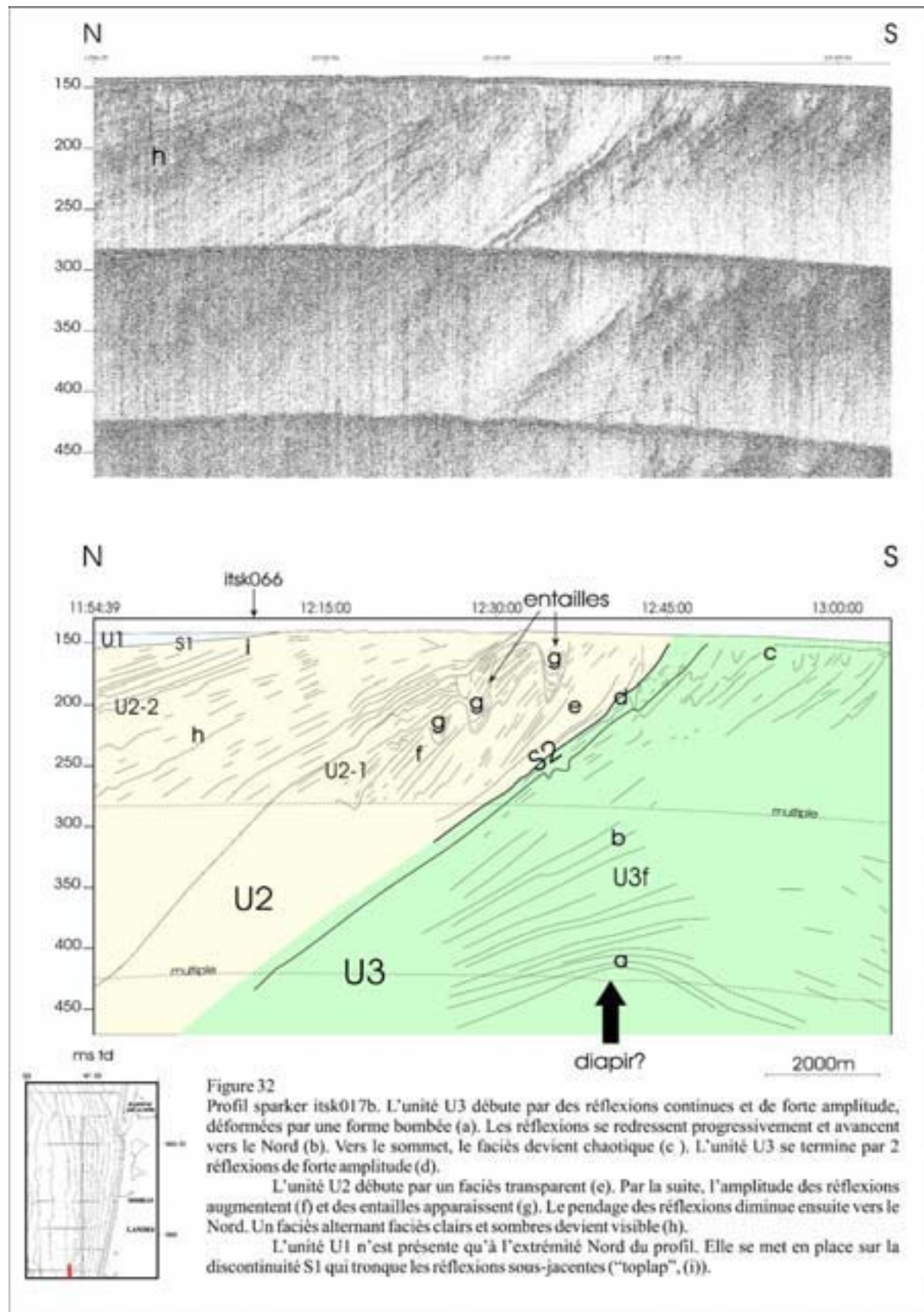
### 1-1-1-2 Description des profils Est-Ouest

Ils montrent aussi des faciès différents suivant leur situation géographique (région nord, dépression de Mimizan et région sud).

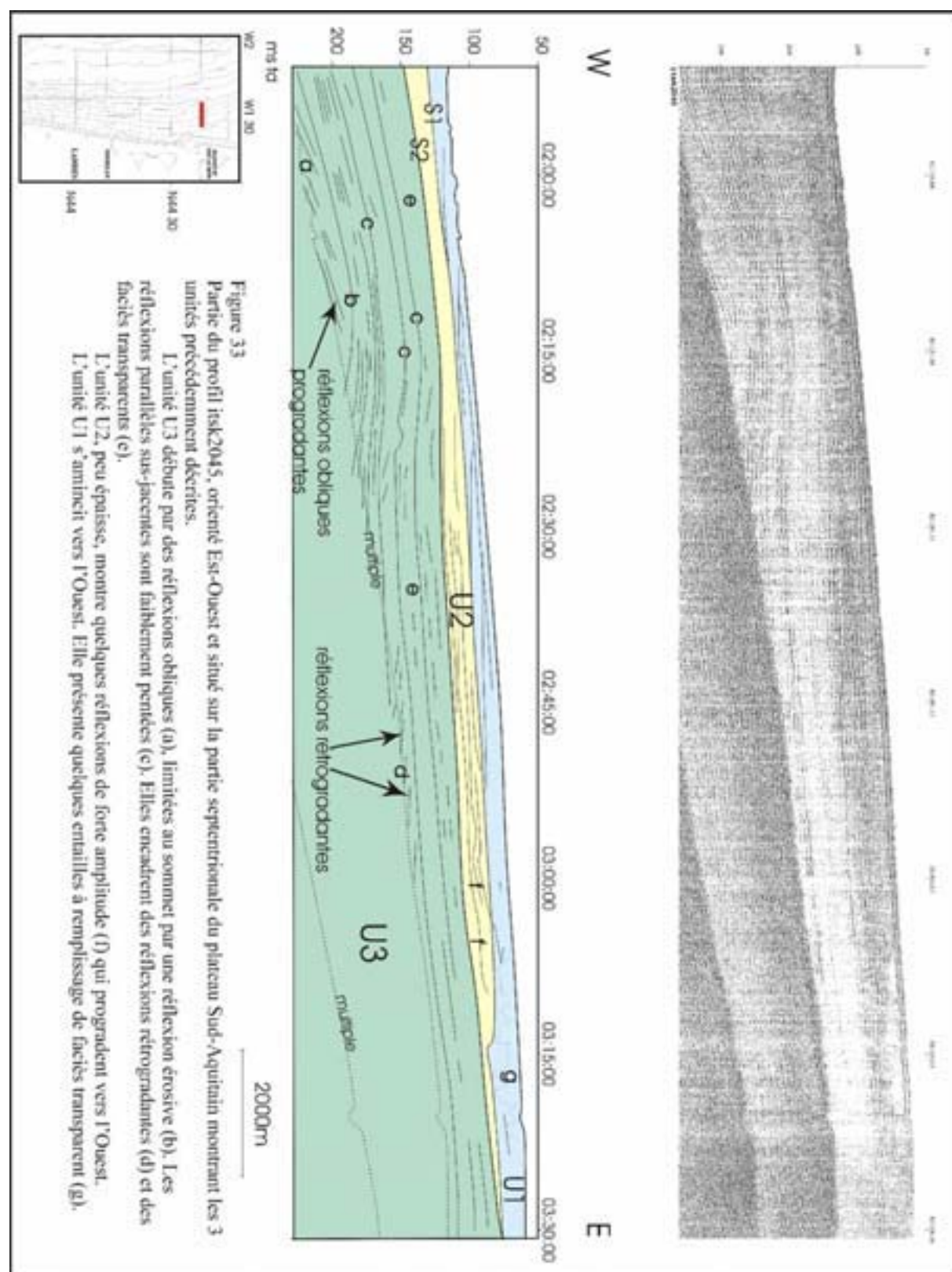
**Au Nord** (figure 33), l'unité U3 débute par des réflexions obliques à pendage Ouest ou Sud-Ouest. Ces réflexions sont tronquées puis recouvertes par une alternance de faciès à réflexions faiblement pentées et parallèles, encadrant un faciès généralement transparent, et de réflexions rétrogradantes. La continuité des réflexions devient moins nette vers le sommet des profils.

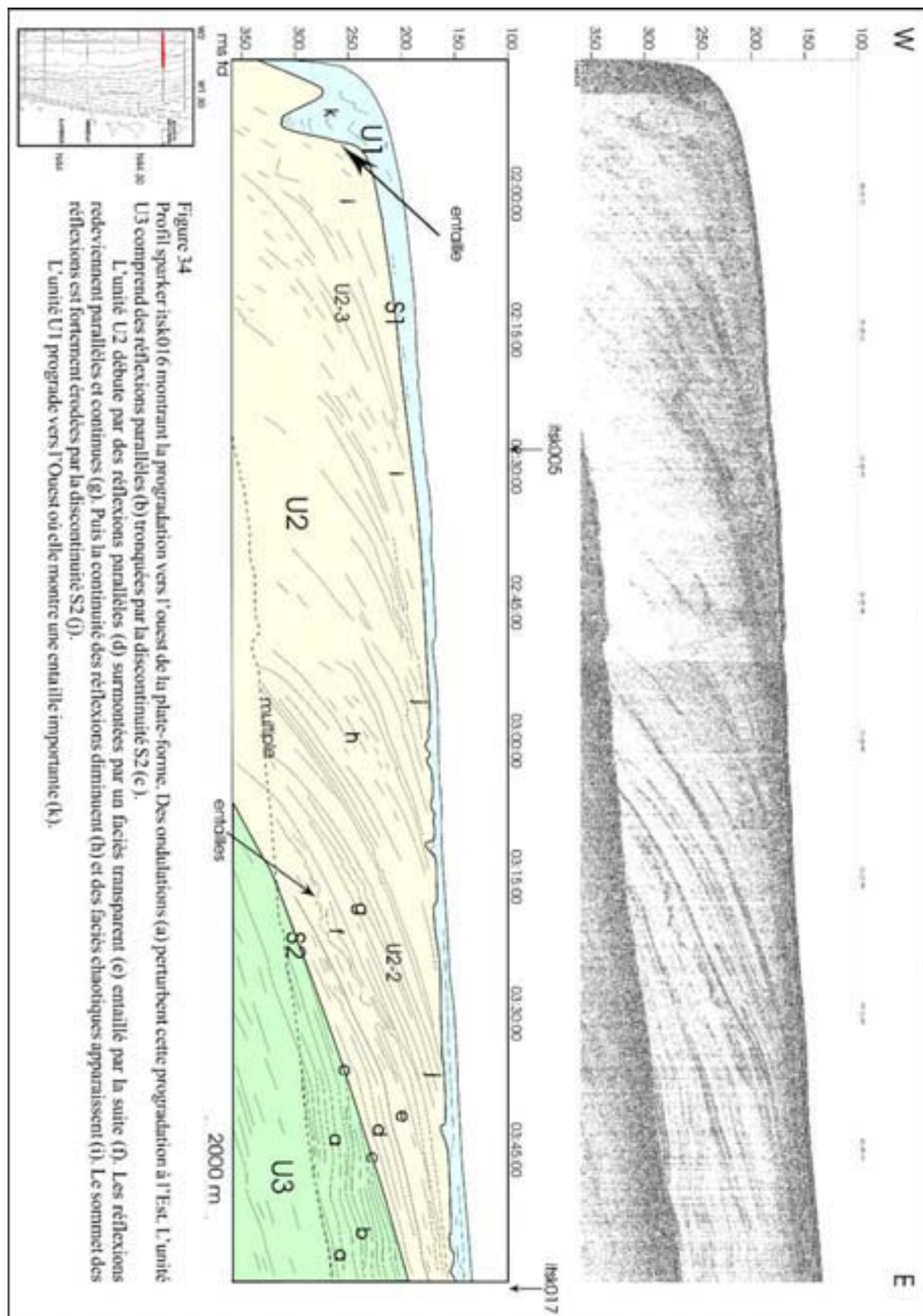
Vers le Sud-Sud-Ouest, les réflexions parallèles de forte amplitude (figures 34 et 35) sont séparées en deux groupes par une discordance angulaire (notée « b » sur la figure 35).

Vers la dépression de Mimizan, la plate-forme se rétrécit et les réflexions parallèles et faiblement pentées deviennent obliques et plus fortement pentées (figure 27).

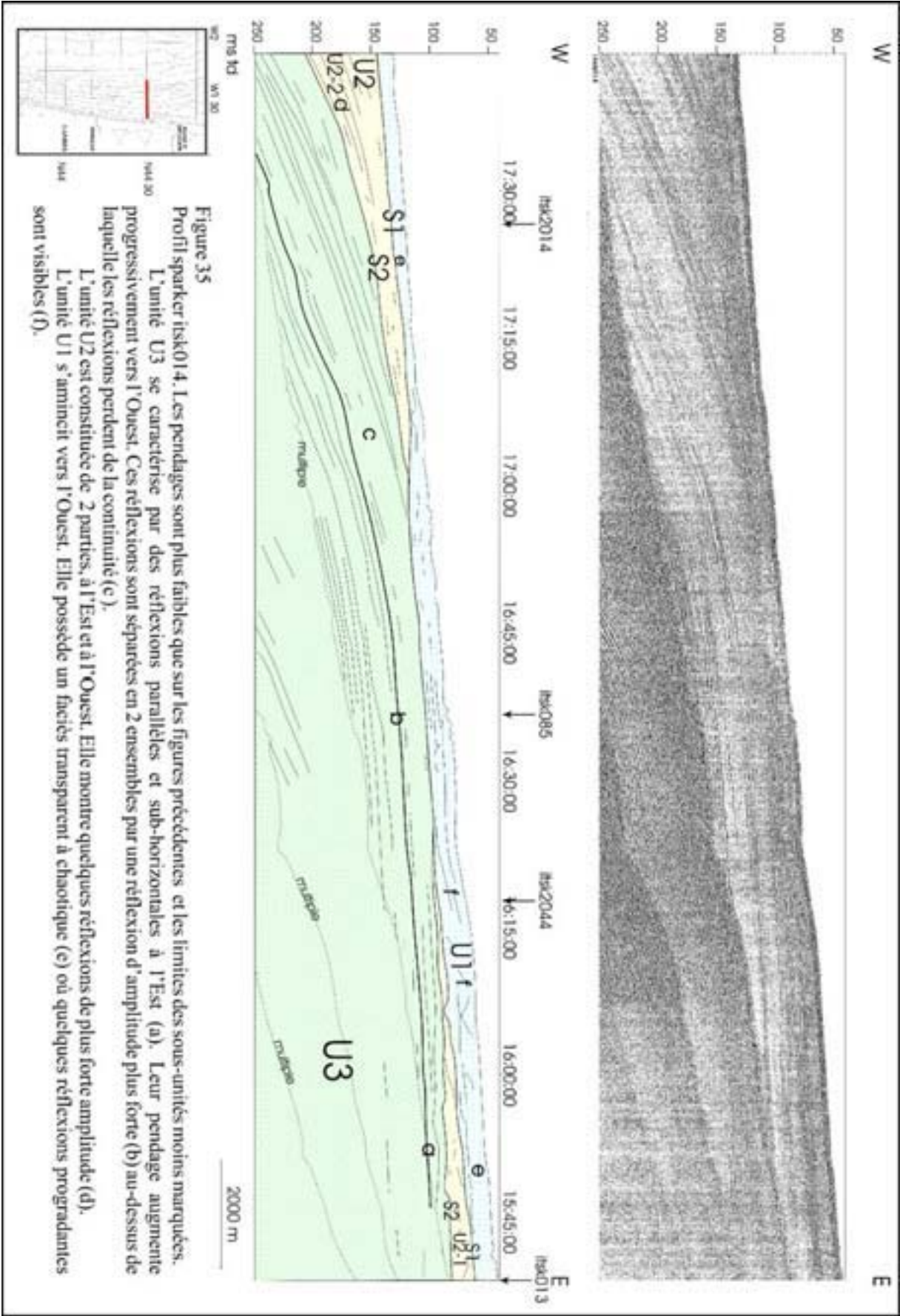






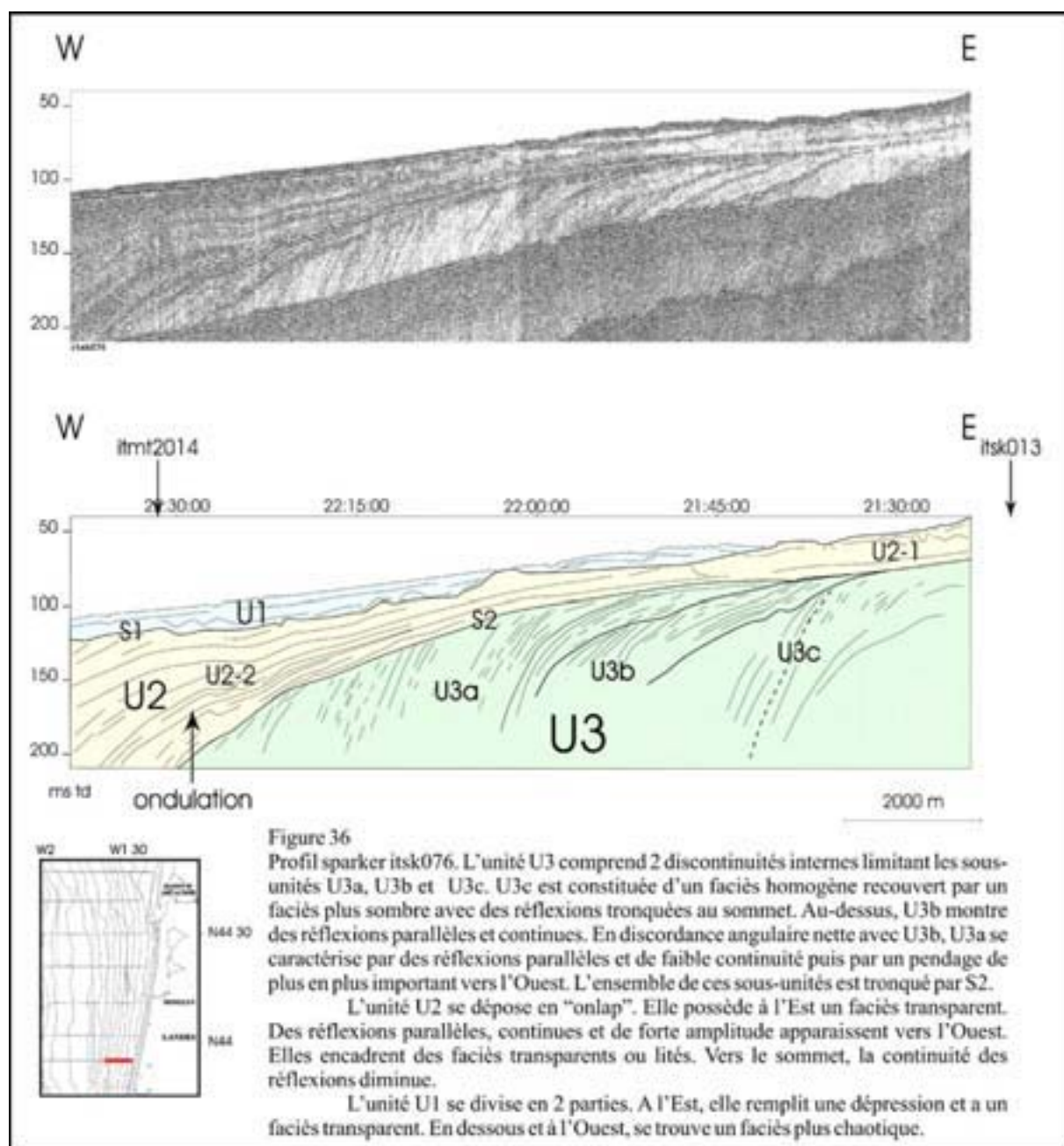


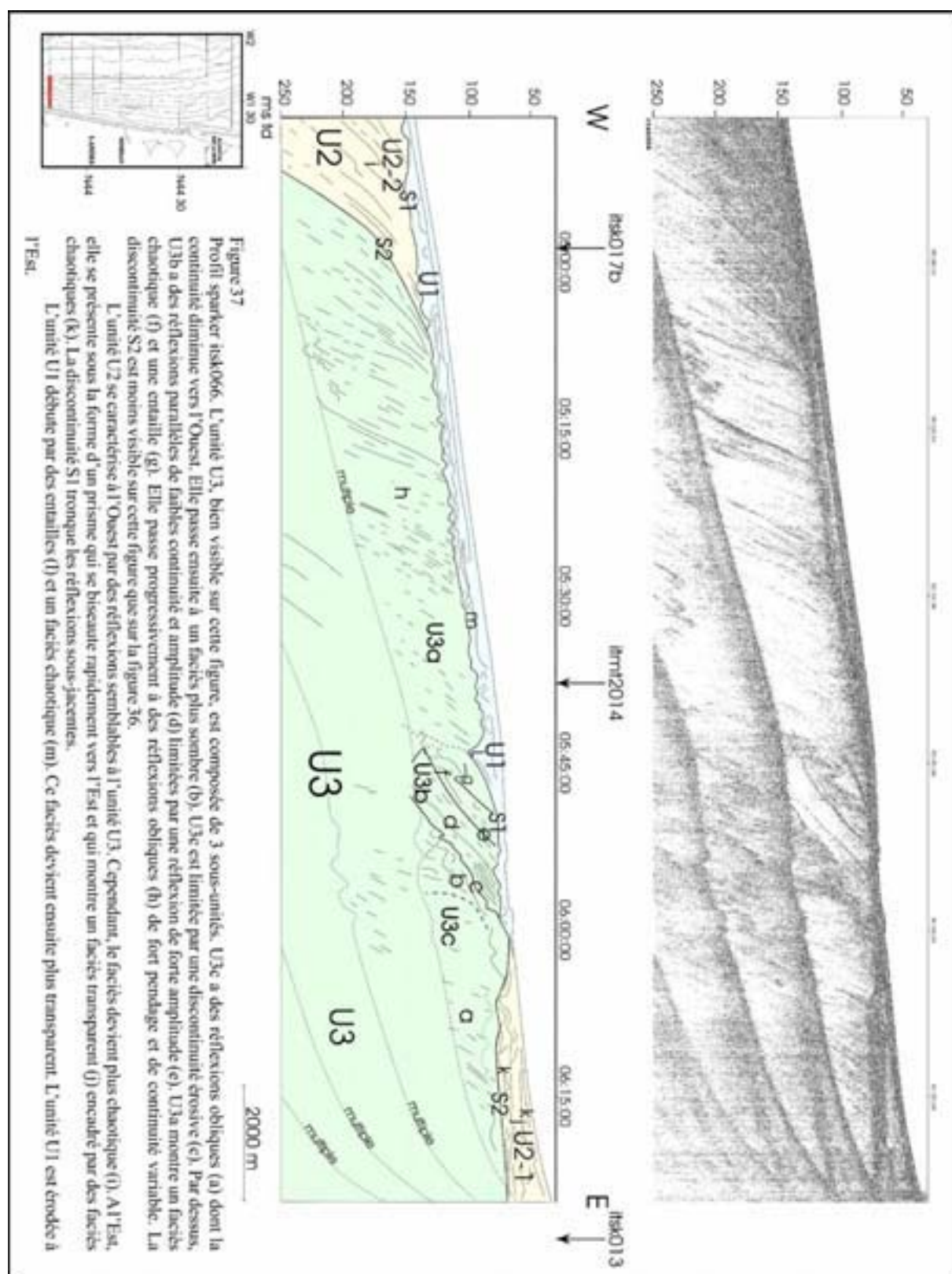




Au niveau de la **région de la dépression de Mimizan** et de la **région Sud**, les réflexions sont fortement pentées vers l'Ouest et leur pendage augmente en allant vers le Sud (figures 36 et 37). Elles sont fortement érodées par la limite supérieure (S2). Dans le détail, elles forment trois sous-unités sismiques (U3a, U3b et U3c) séparées par une surface érosive :

- la sous-unité U3c, à la base, présente des réflexions obliques de fort pendage Ouest passant vers le sommet à un faciès presque transparent. Ce faciès transparent évolue ensuite vers une alternance de réflexions litées à fort pendage et de faciès chaotique. La limite supérieure est très érosive,





- la sous-unité U3b se définit par des réflexions litées, continues et de fréquence élevée, à pendage moyen à fort. La limite supérieure correspond à une réflexion continue de plus forte amplitude,

- la sous-unité U3a, au sommet, se dépose en discordance angulaire sur la sous-unité U3b. Le faciès est plus chaotique à la base, surtout au Sud où on observe une entaille (figure 37). Ce faciès évolue vers le sommet en une alternance de réflexions progradantes à fort pendage et de zones transparentes.

L'unité U3 est tronquée par la discontinuité S2 à caractère érosif. Ce caractère est de plus en plus net vers le Sud au fur et à mesure qu'elle se rapproche du fond de la mer (figure 37).

Par croisement entre les profils Nord-Sud et les profils Est-Ouest, on peut voir que la progradation de la marge se fait dans la région Nord en direction du Sud-Ouest. Vers le Sud, la composante Ouest devient de plus en plus importante jusqu'à la dépression de Mimizan. Dans la région Sud, cette progradation a tendance à prendre une direction Nord-Ouest.

### **1-1-2 Unité sismique U2**

La discontinuité S2 est surmontée par l'unité sismique U2. Cette unité se dépose d'abord en onlap sur S2, puis prograde en direction de l'Ouest. Les disparités de faciès sismiques entre le Nord et le Sud s'estompent par rapport à l'unité U3.

L'unité U2 est constituée de quatre parties appelées U2-1, U2-2, U2-3 et U2-4 caractérisées par des faciès sismiques particuliers.

#### **1-1-2-1 Description des profils Nord-Sud**

Sur les profils Nord-Sud, l'unité U2 se caractérise par des réflexions de faible pendage en général. Sur la plate-forme interne (figures 28, 29 et 30), elle débute par U2-1, peu épaisse et progradante vers le Nord. Très complexe, son faciès correspond à un empilement de prismes montrant des caractères sismiques variés : U2-1 se compose d'une alternance de faciès drapants, transparents ou lités, et de faciès chaotiques, correspondant généralement à un remplissage d'entailles qui tronquent les faciès sous-jacents. Vers le Nord, l'unité U2 est localement érodée par le dépôt de l'unité U1 (figure 29).

Vers l'Ouest, l'unité U2 s'épaissit et devient plus complexe.

**Au Nord** (figure 31), elle prograde vers le Sud. Sur la plate-forme médiane, U2-2 débute par quelques réflexions parallèles au-dessus desquelles se mettent en place des

structures obliques. Vers le sommet de l'unité, s'individualisent des entailles qui migrent vers le haut. Les réflexions redeviennent ensuite plus continues et leur pendage diminue.

Sur la plate-forme externe (figure 38), l'unité U2 prograde vers le Sud. U2-2 est recouverte par U2-3 qui montre plusieurs discontinuités érosives limitant des faciès généralement chaotiques. Les réflexions présentes ont des pendages variables. Un certain nombre d'entailles sont visibles.

**Dans la région de la dépression de Mimizan**, sur la plate-forme médiane (figure 39), U2-2 comprend des réflexions à faible pendage vers le Sud qui sont déformées par des diapirs. U2-3 débute par un faciès situé au centre de l'unité qui alterne des zones claires et plus sombres (figure 39).

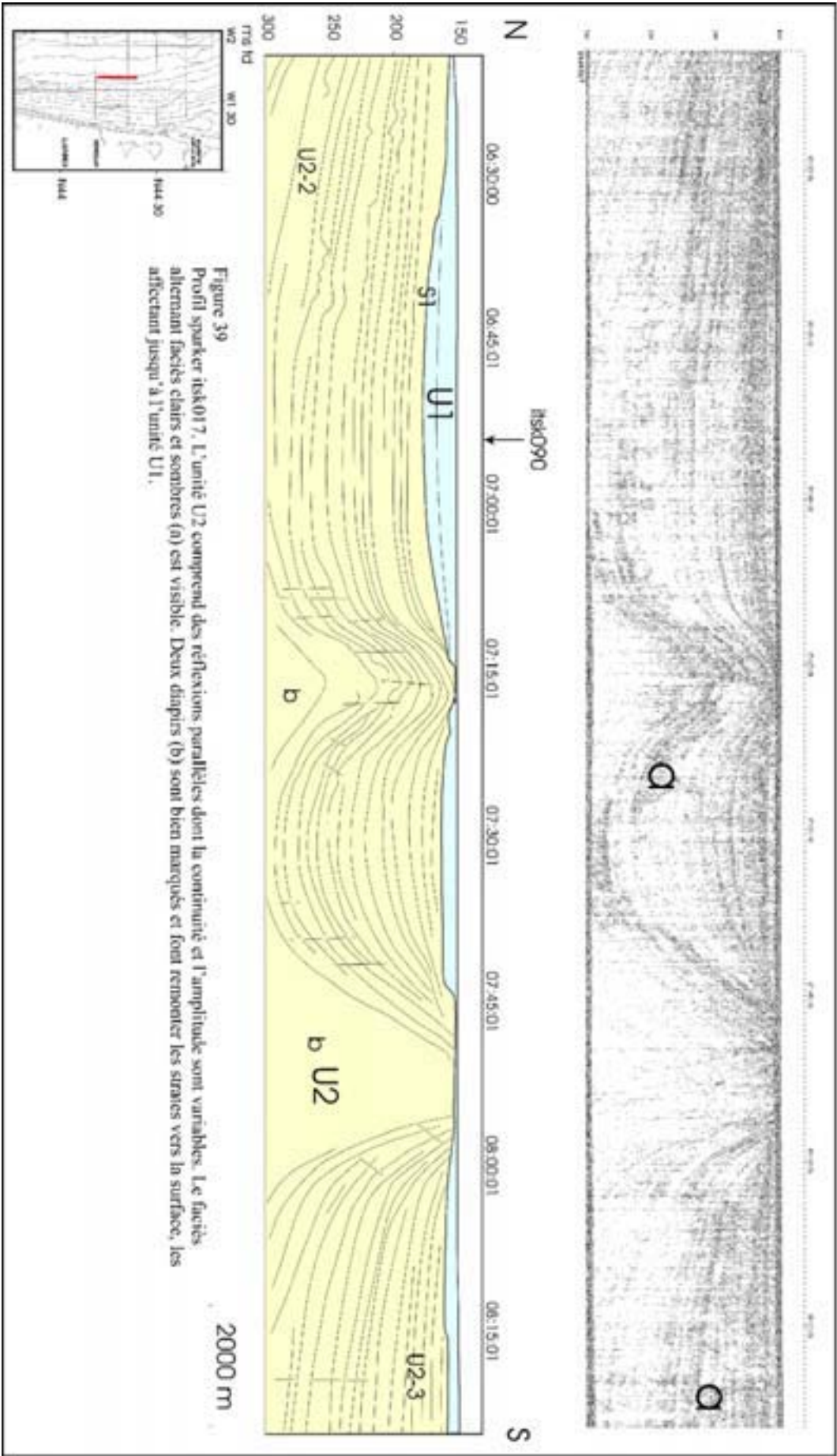
Sur la plate-forme externe (figure 38), les faciès de U2-3 sont en continuité avec ceux décrits précédemment plus au Nord.

**Au Sud**, sur la plate-forme médiane, la base de l'unité U2 (figure 32), U2-2, ressemble à ce que l'on a vu au Nord (figure 31). Elle débute par des réflexions obliques dont le pendage diminue vers le Nord. Ces réflexions sont tronquées par des entailles. Vers le sommet, les réflexions sont de plus forte amplitude et de meilleure continuité jusqu'à U2-3 qui se caractérise par la présence d'un faciès alternant des zones claires, homogènes, et des zones plus sombres et chaotiques. Les réflexions redeviennent plus continues au-dessus de ce faciès.

Enfin, sur la plate-forme externe (figure 38), le pendage de U2-3 diminue au niveau de la moitié méridionale de la région. En se déplaçant vers le Sud (figure 38), U2-4 se caractérise par un pendage qui devient de plus en plus faible jusqu'à N44°05 environ où il est très faible. Les réflexions sont déformées par des ondulations. Elles sont plus continues que celles au Nord. Les faciès demeurent toutefois assez chaotiques et alternent avec des zones à réflexions litées assez discontinues, qui semblent plus épaisses vers le Sud notamment au niveau du haut-fond visible sur la figure 38, et avec des zones transparentes/chaotiques. Ces dernières rappellent le faciès clair et sombre situé sur la plate-forme médiane (figure 39).







### 1-1-2-2 Description des profils Est-Ouest

Sur les profils Est-Ouest, l'unité U2 a une épaisseur et un faciès variable. Sur la plate-forme interne, son épaisseur est peu importante et peut localement se biseauter vers l'Ouest (figure 35). Sur la plate-forme médiane et externe, l'épaisseur de l'unité U2 augmente vers l'Ouest et de nombreuses réflexions apparaissent et se disposent en « onlap » sur la discontinuité S2 (figures 34 et 27).

**Au Nord**, sur la plate-forme interne (figures 33 et 35), U2-1 se présente comme une série drapante peu épaisse qui ne montre pas de faciès fondamentalement différents de ceux de l'unité U3 (figure 32). Quelques réflexions de forte amplitude progradent vers l'Ouest.

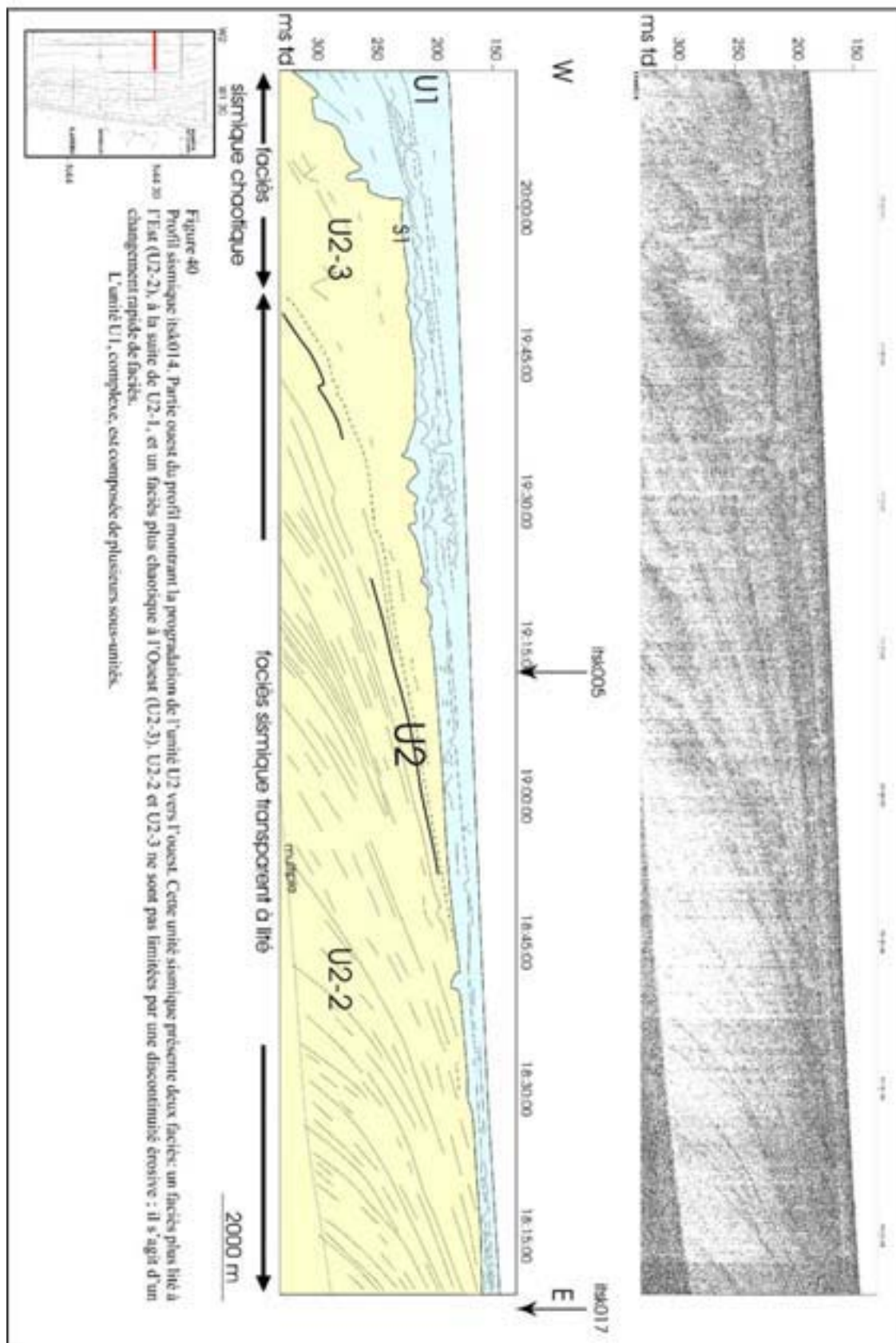
Sur la plate-forme médiane et externe, U2-1 débute par quelques réflexions parallèles dont la continuité diminue vers le sommet jusqu'à la formation d'entailles (figure 34). Au-dessus des entailles, U2-2 montre des réflexions qui redeviennent plus continues. Vers le Sud (figure 35), il n'y a plus d'entailles et les réflexions arrivent en onlap sur la discontinuité S2. A l'Ouest, vers la plate-forme externe (figures 34 et 40), U2-3 se compose de réflexions dont la continuité et le pendage diminuent. Le faciès devient chaotique dans la partie supérieure.

**Dans la région de la dépression de Mimizan** (figure 27), sur la plate-forme interne, l'épaisseur de U2-1 augmente. Son faciès, essentiellement transparent à la base, montrent progressivement de plus en plus de réflexions de forte amplitude vers l'Ouest.

Sur la plate-forme médiane et externe, les réflexions constituant U2-2 sont de plus en plus nombreuses et continues. Les réflexions de U2-3 sont de moins en moins continues jusqu'à l'apparition d'un faciès chaotique vers l'Ouest. Puis la continuité des réflexions s'améliore de nouveau vers le sommet de l'unité, toutefois celles-ci montrent un faciès chaotique au niveau des « topsets ».

**Au Sud**, sur la plate-forme interne, U2-1 est plus épaisse et présente une discordance angulaire importante par rapport à l'unité U3. Elle débute par un faciès transparent limité au sommet par une réflexion de forte amplitude (figure 36) ou chaotique (figure 37) passant vers le haut à un faciès transparent sur l'ensemble de la région. Ce faciès évolue ensuite vers un prisme à faciès chaotique qui se biseaute rapidement vers l'Ouest.





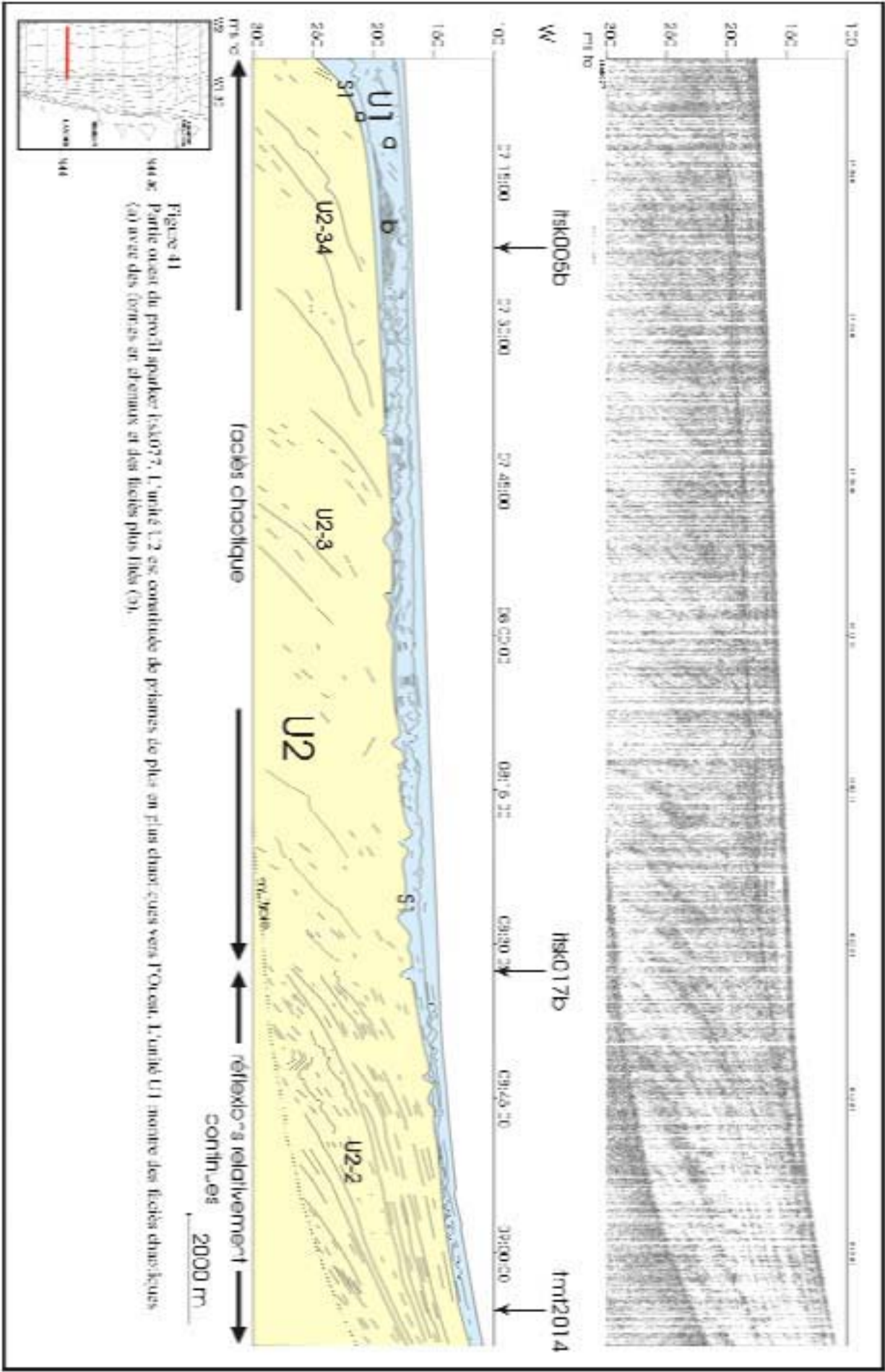
Sur la plate-forme médiane et externe (figures 36, 37 et 41), U2-2, plus épaisse qu'au Nord, montre des réflexions de plus en plus continues et de forte amplitude, de pendage

légèrement plus fort que dans la zone centrale et parfois déformées. D'abord parallèles, les réflexions deviennent divergentes vers l'Ouest. Elles délimitent des faciès transparents ou chaotiques. Puis elles sont surmontées par U2-3 et leur continuité diminue, les faciès deviennent de plus en plus chaotiques et/ou transparents.

En résumé, l'unité U2, sur l'ensemble de la plate-forme sud-aquitaine, peut être subdivisée en quatre parties, décrites d'Est en Ouest. La première partie U2-1 est localisée à la plate-forme interne et se biseaute vers l'Ouest. La deuxième partie U2-2 se situe au niveau de la plate-forme médiane. Elle se caractérise par des réflexions continues et de forte amplitude se déposant en onlap sur la discontinuité S2. La troisième partie U2-3, rencontrée à la limite des plateaux médian et externe ainsi que sur le plateau externe, se caractérise par une alternance de faciès clairs et sombres (sur les profils transversaux) et par une diminution de la continuité des réflexions. Une quatrième partie U2-4 est visible sur la plate-forme externe sur les profils Nord-Sud. Elle est constituée d'une alternance de faciès chaotiques et de faciès plus lités.

L'unité U2 est fortement tronquée par la discontinuité érosive S1 (figures 27 et 41) qui aplanit l'ensemble de la plate-forme et peut provoquer l'érosion de la totalité de cette unité (figure 35).

Sur les profils longitudinaux (Est-Ouest), le pendage apparent est toujours dirigé vers l'Ouest. Sur les profils transversaux (Nord-Sud), les valeurs du pendage sont plus fluctuantes et dépendent de la position du profil. Au Nord, les pendages sont orientés vers le Sud. Plus au Sud, ils deviennent rapidement sub-horizontaux et prennent ensuite dans leur terminaison méridionale une direction Nord. Toutefois, les strates à pendage orienté vers le Sud progradent sur une plus grande distance que les strates à pendage orienté vers le Nord (figures 31 et 32). Sur la plate-forme externe, le pendage en direction du Sud s'accroît (figure 38) alors que les pendages en direction du Nord ne sont plus repérables.



### 1-1-2-3 Carte des isochrones de la discontinuité S2 et des isopagues de l'unité U2

L'érosion lors de la mise en place de S2 a aplani les reliefs et a gommé partiellement la dépression de Mimizan. Cette dernière s'est formée avant la mise en place de l'unité U3 et n'apparaît plus guère sur la carte des isochrones (figure 42).

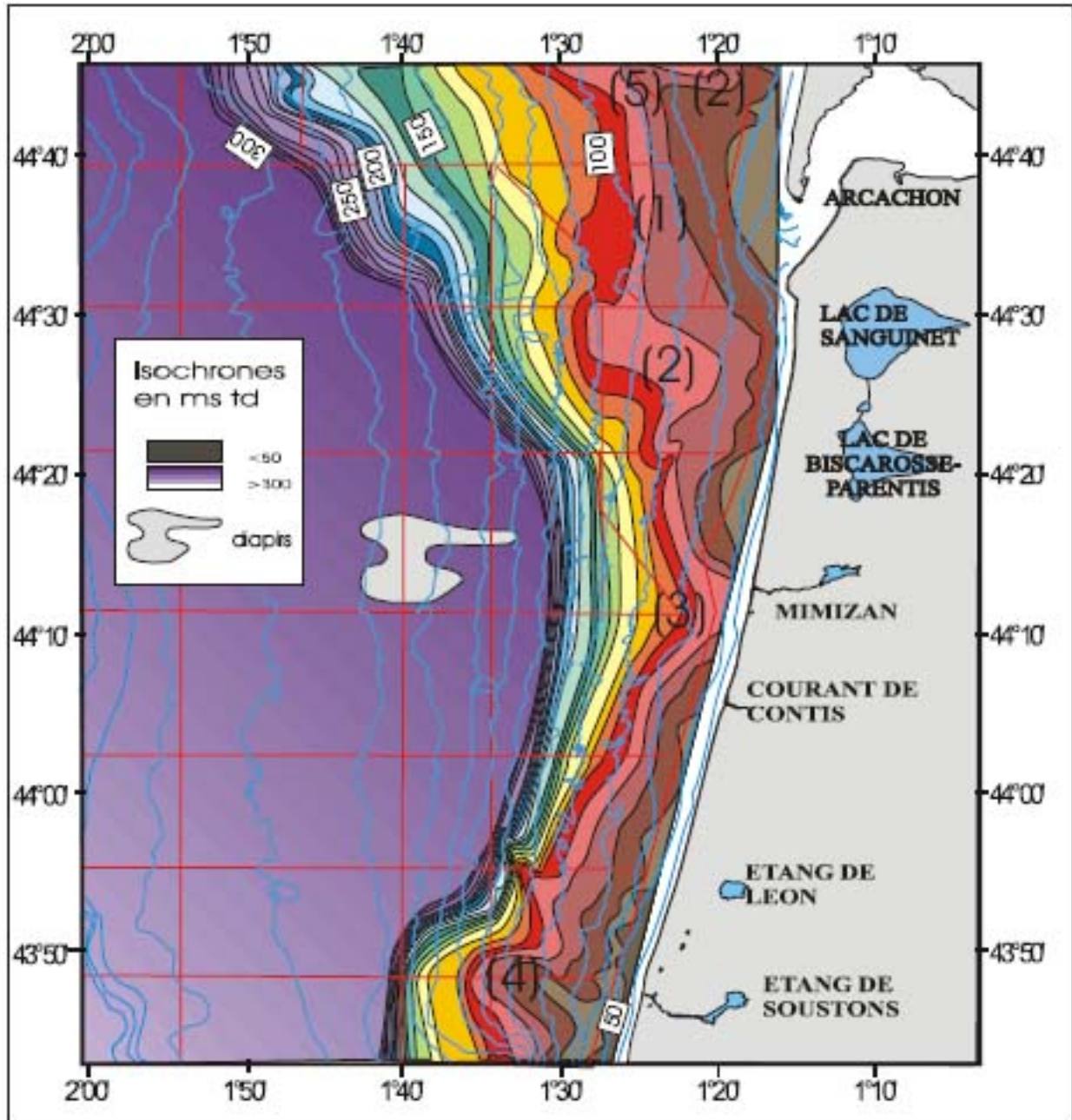


Figure 42 : Carte des isochrones de la discontinuité S2 en ms td. On constate entre N44°45 et N44°20 un resserrement des isochrones. Au Nord de la dépression de Mimizan, la plate-forme est large. Au Sud, elle est nettement plus étroite. (1) : région Nord ; (2) : sillon NE-SW ; (3) : dépression de Mimizan ; (4) : avancée de la plate-forme vers le Nord-Ouest ; (5) : zone haute.



Toutefois, deux régions de sédimentation de part et d'autres de N44°20 peuvent être mises en évidence :

- au Nord, une région (notée « 1 » sur la figure 42), relativement large, met en évidence des apports sédimentaires et une progradation plus importants vers le Sud-Ouest. Un sillon bien marqué, d'orientation Est-Ouest (noté « 2 » sur la figure 42), sépare la plate-forme Sud-aquitaine de la plate-forme nord-aquitaine à la hauteur du bassin d'Arcachon. Il est accolé à un point-haut. Un sillon NE-SW (noté « 2 » sur la figure 42), légèrement plus profond, est visible en face des lacs de Sanguinet-Parentis : il indiquerait probablement un reste de subsidence du bassin de Parentis,

- au Sud (noté « 3 » sur la figure 42), la plate-forme est plus étroite avec des isochrones plus resserrés. C'est la région de la dépression de Mimizan. Dans la partie méridionale en face de Soustons (notée « 4 » sur la figure 42), la plate-forme s'élargit à nouveau et s'avance en direction du Nord-Ouest, constituant la bordure sud de la dépression de Mimizan.

Les diapirs signalés précédemment (figure 39) se situent entre la région Nord et la région de la dépression de Mimizan Sud. D'autres diapirs peuvent être responsables du soulèvement du Nord de la plate-forme (noté « 5 » sur la figure 42).

La carte des isopaques (figure 43) montre trois secteurs où U2 a été totalement érodée (deux au Nord, un au sud, notés « 1 » sur la figure 43). Ils sont principalement situés sur la plate-forme interne.

Les deux secteurs au Nord participent à une vaste zone située entre le bassin d'Arcachon et Biscarosse-Parentis où l'unité U2 présente une très faible épaisseur (notée « 2 » sur la figure 43), à des profondeurs allant du littoral jusqu'à 90 m. Deux causes pouvant se conjuguer peuvent être avancées pour expliquer cette érosion :

- la présence d'une zone sur-élevée sur la plate-forme interne-médiane en face du Bassin d'Arcachon, visible sur la figure 35 ainsi que sur la carte des isochrones (noté « 5 » sur la figure 42) qui peut être d'origine diapirique. Cette zone favorise l'érosion de l'unité U2. Le début de la remontée de sels expliquerait la migration des dépôts-centres en direction du Sud,
- la position du secteur érodé le plus septentrional, allongé Est-Ouest, en face de la paléo-Leyre, suggère une érosion par le paléo-fleuve. Le deuxième secteur totalement érodé, sans orientation très nette, en face du lac de Sanguinet, pourrait être lié au débouché d'un réseau hydrographique existant à cette époque.

Le troisième secteur d'érosion, au Sud, est plus large et ne semble pas se situer face à une paléo-rivière côtière en particulier. De même que pour la région au Nord, cette érosion, ou l'absence de dépôt, pourrait être liée aux phénomènes diapiriques qui soulèveraient cette région. De plus, une paléo-vallée partiellement comblée, d'orientation NE-SW (Cirac *et al.*, 2000), est présente au Sud, en aval de ce secteur de non-dépôt. Sa formation aurait pu accentuer l'érosion de ce secteur.

L'épaisseur de U2 augmente vers l'Ouest. Aux alentours de N44°10, la plus forte épaisseur de U2 sur la plate-forme interne correspond à la dépression de Mimizan qui peut être considérée comme une région de piégeage du sédiment (notée « 3 » sur la figure 43).

Les axes de plus fortes épaisseurs conduisent tous au centre de cette dépression.

De part et d'autre de l'axe subsident de la dépression de Mimizan, les deux secteurs d'érosion, ou de non-dépôt, indiqueraient donc deux zones de soulèvement d'origine diapirique. Au niveau de la dépression de Mimizan, des diapirs situés dans la plate-forme médiane semblent limiter deux régions :

- au Nord, une région qui correspond à la plate-forme progradante vers le Sud-Ouest,
- au Sud, une région qui correspond à la plate-forme progradante vers l'Ouest au niveau de la dépression de Mimizan.

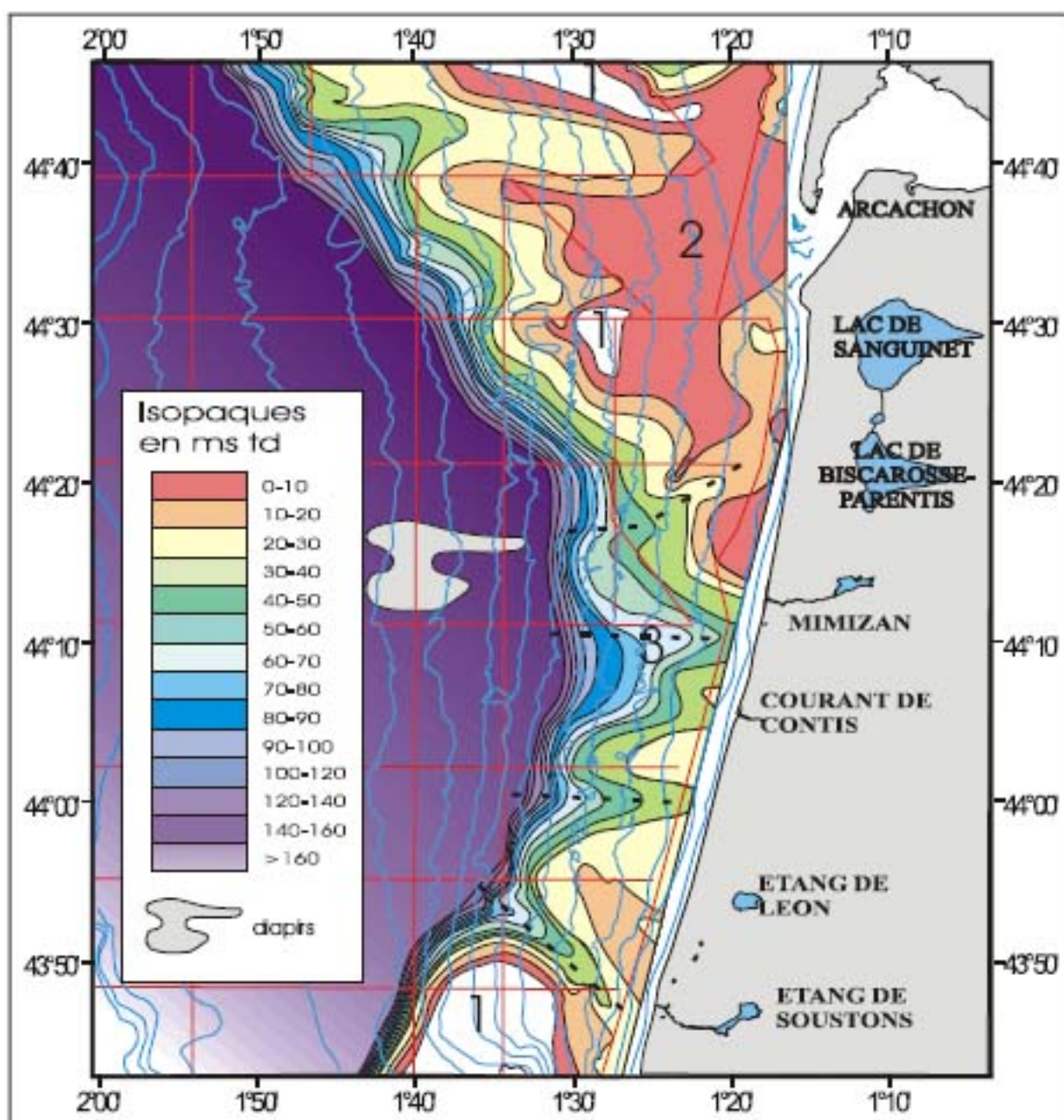


Figure 43 : Carte des isopaques de l'unité U2 en ms td. L'unité U2 est présente sur l'ensemble de la plate-forme, sauf au niveau de trois zones « 1 ». Elle s'amincit en face du Bassin d'Arcachon « 2 » et elle est plus épaisse aux environs de N44°15, c'est-à-dire dans l'axe de la dépression de Mimizan « 3 ».

## **1-2 Interprétation des différentes unités**

### **1-2-1 L'unité U3**

#### **1-2-1-1 Position stratigraphique de l'unité U3**

Un certain nombre de forages traverse les régions étudiées. Par comparaison avec les travaux d'Alvinerie *et al.* (1967 ; chapitre B), le sommet de l'unité U3 se trouverait au-dessous de la base de la formation 3 de ces auteurs (datée du Miocène terminal ou Pliocène basal). L'étude des forages disponibles (Alvinerie *et al.*, 1974, 1978) et en particulier du forage off shore d'Antarès 101, situé par 37 m de fond en face du lac de Biscarosse-Parentis, à proximité du profil de la figure 27, indiquerait la présence de Miocène depuis -719 m sous le fond de la mer et jusqu'à la proximité de la surface des sédiments. Selon ces auteurs, le Miocène supérieur débiterait à partir de -407 m. Il correspondrait à la base à un domaine de plate-forme externe puis passerait à un domaine de plate-forme interne à partir de -190 m environ.

Par ailleurs, l'âge miocène de cette unité est en accord avec les cartes isochrones construites à terre par Alvinerie *et al.* (1971, figure 7) et en mer par Cremer *et al.* (1981) où la dépression de Mimizan est bien visible. De même, la carte des isobathes de la base du Miocène supérieur (Helvétien et Tortonien) sur le continent proposée par Alvinerie *et al.* (1971) montre que celle-ci débute vers -200 m environ à la hauteur d'Arcachon puis s'approfondit jusqu'à -400 m vers Mimizan pour remonter ensuite jusqu'à -200 m au Sud de la plate-forme aquitaine. La majeure partie de l'unité U3 visible sur nos profils pourrait être ainsi attribuée au Miocène supérieur.

Il est intéressant de noter que la dépression de Mimizan est déjà marquée au Miocène inférieur (cartes d'Alvinerie *et al.*, 1971).

#### **1-2-1-2 Les différents domaines de sédimentation**

Deux domaines de sédimentation existent lors du dépôt de l'unité U3. Ils se répartissent de part et d'autre de la dépression de Mimizan. Cette dépression, qui avait au départ plusieurs centaines de ms td de profondeur, est en grande partie comblée à la fin du dépôt de l'unité. L'existence d'un seul golfe apparu au niveau de la façade landaise durant



l'Eocène, et localisé au droit de la région de Mimizan, est connu depuis les années 1970 (Kieken, 1973 ; Winnock, 1973). De plus, Cahuzac (1980) indique la persistance d'un domaine profond, au moins jusqu'au Miocène, qui se comble peu à peu par le Sud. Au Miocène moyen, ce domaine profond ne subsiste qu'au Sud de la localité de Léon.

a) **Dans la région Nord**, sur la plate-forme interne, le faciès le plus ancien visible sur les profils sismiques étudiés correspond à un faciès à réflexions obliques à pendages Ouest ou Sud-Ouest (figure 33). Ce faciès témoigne d'arrivées sédimentaires importantes lors d'un niveau marin relativement stable. Un événement brusque (chute du niveau marin ? arrêt des apports sédimentaires ?) entraîne la mise en place d'une surface fortement érosive et un changement brusque de sédimentation. Cette surface érosive correspondrait vers le Sud à la surface continue et de plus forte amplitude (notée (b) sur la figure 35). Au-dessus du faciès oblique se déposent des faciès faiblement pentés, progradants ou rétrogradants, alternant avec des zones transparentes : les apports sont plus faibles, et l'érosion moins forte permet la préservation des réflexions rétrogradantes (figures 28 et 33). Selon Vail *et al.* (1977), les réflexions rétrogradantes témoigneraient d'une hausse du niveau marin. Le rebord Nord de la dépression de Mimizan ne montre qu'une très faible progradation en direction du Sud (figure 28).

Au Nord, l'unité U3 correspond donc tout autant à une aggradation de la plate-forme qu'à une progradation du talus. Cependant, une avancée légère de ce dernier se fait en direction du Sud-Ouest puis progressivement en direction de l'Ouest vers la région de la dépression de Mimizan (figures 27 et 34).

b) **La région de la dépression de Mimizan** (figure 29) montre l'alternance de réflexions chaotiques de forte amplitude et de réflexions litées. Ce faciès pourrait correspondre à une alternance de sédiments grossiers ou hétérogènes et de dépôts plus fins et plus homogènes qui fait penser à une mise en place par écoulements gravitaires. En effet, au niveau de cette région assez profonde, les sédiments grossiers ou hétérogènes arrivent essentiellement par ce type d'écoulements. La partie plus fine du correspondrait à des dépôts hemi-pélagiques mis en place entre deux phases de sédimentation grossière.

La dépression est séparée en deux bassins par un haut-fond. Les réflexions à la base de ce haut-fond semblent planes derrière les multiples, mais on ne peut écarter l'hypothèse d'une remontée diapirique.

c) Enfin, **dans la région Sud**, les faciès sont nettement progradants en direction de l'Ouest (ou en direction du Nord-Ouest tout à fait au Sud), témoignant d'apports sédimentaires importants vraisemblablement en provenance des Pyrénées. Ces apports sédimentaires ne sont pas constants dans le temps et dans l'espace. En effet, l'unité U3 est constituée de trois sous-unités différentes d'Est en Ouest (de U3a à U3c, figures 36 et 37). Ces sous-unités sont séparées par des surfaces fortement érosives ou des discordances angulaires importantes (tableau V). En général, ces surfaces se forment lors de la baisse du niveau marin, de périodes d'arrêts de la sédimentation ou encore lors d'importants phénomènes de transport.

Le profil Nord-Sud le long du littoral (figure 30) permet de remarquer que les faciès progradants observés sur les profils Est-Ouest correspondent en fait à une importante avancée du rebord Sud de la dépression de Mimizan. Des géométries lenticulaires identiques à celles observées sur la plate-forme interne (figure 30) ont été décrites par Chiocci *et al.* (1996) en Méditerranée. Elles marqueraient selon ces auteurs la mise en place de terrasses sous un régime hydrodynamique de très forte énergie, tel que celui de très fortes tempêtes en bas niveau marin.

Au Sud, sur la plate-forme médiane, les réflexions profondes faiblement pentées, continues et de faible amplitude (figure 32) sont déformées par une forme bombée (diapirs ?). Le faciès homogène correspond probablement à un dépôt peu perturbé comme ceux qui se mettent en place sous une tranche d'eau assez importante (plate-forme externe). Toutefois, les conditions de sédimentation du milieu changent progressivement car les réflexions se redressent, pouvant indiquer une augmentation progressive du taux des apports sédimentaires (liée par exemple à une chute lente du niveau marin) ou un changement de direction de progradation.

Ces sous-unités ont pu être corrélées entre les profils des figures 32, 36 et 37. Le tableau (tableau V) donne les éléments marquants des sous-unités (de la plus ancienne U3c à la plus récente U3a) et leur interprétation possible :

	Faciès sismique	Pendage	Type de la limite supérieure	Niveau marin possible	Apports sédimentaires	Significations générales
U3a	Alternance de réflexions progradantes et de zones transparentes	fort	érosive	Faible chute puis chute importante	Fort et constant	Apport et niveau marin constants puis régression majeure
	Lité à chaotique, entaille	Faible à moyen	conforme	Remontée	Moyen	Calme au N, présence de paléo-fleuves au Sud (entaille)
	Lité, le pendage augmente progressivement	Faible à moyen	Conforme ?	Haut au départ puis chute possible	Faible puis de plus en plus fort et/ou changement de direction des apports	Changement progressif du milieu de dépôt, passage d'une progradation E-W à NE-SW
U3b	Réflexions litées de grande fréquence	moyen à fort	érosive	Remontée puis chute	Faible à moyen	Milieu de sédimentation plus calme, puis les apports deviennent plus forts
U3c	Chaotique ou réflexions de grande fréquence	Fort	érosive	Chute du niveau marin	Fort	Fin de la chute du niveau marin
	transparent	Fort	passage de faciès	Bas	Fort ?	Les apports augmentent en même temps que le niveau marin baisse

Tableau V- Description et interprétation de U3a, U3b et U3c.

### 1-2-1-3 Comparaison entre les domaines de sédimentation

La première différence entre les régions Nord et Sud de la plate-forme sud-aquaine réside dans la vitesse de progradation de la plate-forme. En effet, au Nord, par suite probablement d'apports limités, de subsidence faible ou d'érosion, la progradation est peu importante (figure 35) alors qu'au Sud, la plate-forme prograde beaucoup plus vite (figures 36 et 37).

La deuxième différence entre ces deux régions est la présence d'une seule surface érosive importante au sein de l'unité U3 dans la partie septentrionale (figures 27, 34 et 35), alors qu'au Sud deux surfaces séparent trois sous-unités (U3a, U3b et U3c). Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces différences :

- dans la région Nord, les autres discontinuités potentielles sont sous les multiples et donc mal discernables ;

- la région méridionale montre une discontinuité visible sur l'ensemble de la plate-forme, et donc formée sous l'influence d'un facteur externe (une chute du niveau marin par exemple), et une, ou plusieurs, discontinuité restreinte à la partie Sud de la région et qui serait liée à des facteurs locaux (changements dans les apports sédimentaires par exemple). Sur les courbes de Haq *et al.* (1988), il existe un bas niveau marin bien marqué antérieur au Messinien, à la fin du Serravalien. Ce bas niveau marin pourrait correspondre à la limite nette que l'on trouve entre U3b et U3c. Dans la région Nord, une phase érosive située dans la partie inférieure de l'unité U3 est aussi présente au sommet du faciès oblique au Nord (noté « a » sur la figure 33) et au niveau de la discontinuité de forte amplitude (notée « b » sur la figure 35). Cette phase pourrait correspondre à la limite entre U3b et U3c.

Dans le cas d'une chute du niveau marin, la surface érosive interne à l'unité U3 visible au Nord correspondrait à la limite qui sépare U3b de U3c au Sud.

Très peu de vallées incisées sont observées au niveau de cette unité sur l'ensemble de la plate-forme sud-aquitaine. Les seules entailles visibles sont situées au Sud (figure 37). Les apports sédimentaires importants, et probablement la subsidence, semblent empêcher la formation d'entailles dans ces régions. Ces apports se mettraient en place sur une zone de subsidence importante.

### **1-2-2 L'unité U2**

La formation de S2 entraîne l'érosion de l'ensemble de la plate-forme sud-aquitaine. L'unité U2 recouvre ensuite cette discontinuité. Elle est constituée de quatre parties (U2-1, U2-2, U2-3 et U2-4) à faciès sismiques différents.

#### **1-2-2-1 Position stratigraphique de l'unité U2**

La discontinuité S2 s'est formée à la suite d'un phénomène érosif important et généralisé sur l'ensemble de la plate-forme, vraisemblablement lié à une chute du niveau marin. De plus, selon les datations de Alvinerie *et al.* (1967), cette surface appartiendrait probablement au Miocène supérieur ou au tout début du Pliocène. Or, sur les courbes de variation du niveau marin de Haq *et al.* (1988), le Miocène supérieur est marqué par une chute importante du niveau marin au Messinien. La formation de S2 semble donc correspondre au bas niveau marin du Messinien, il y a environ 5,5 Ma. L'unité U2 débiterait au Miocène

terminal ou au Pliocène basal. Il est difficile de dire quand elle se termine car les pétroliers font rarement la différence entre le Pliocène et le Quaternaire. Nous lui attribuerons donc un âge Plio-Quaternaire.

### **1-2-2-2 Evolution spatio-temporelle**

Cette unité s'est déposée sur des régions relativement peu perturbées, au-dessus de la discontinuité érosive S2. Elle débute à l'Est par U2-1 caractérisée par un empilement de dépôts sédimentaires formés lorsque le niveau marin était équivalent ou supérieur au niveau marin actuel. Les dépôts, à faciès chaotique, se décalent progressivement en direction du Nord. Ce décalage pourrait témoigner d'une migration des centres de subsidence vers le Nord qui entraînerait une migration des sources d'apports dans cette direction. Les observations de Legigan (1979) sur le continent indiquant un certain nombre de défluviations qui repoussent les paléo-fleuves en direction du Nord au cours du Pliocène vont dans le sens de cette dernière interprétation.

Sur l'actuelle plate-forme interne (figures 27, 35, 36 et 37), on constate que ces dépôts passent vers le large à une disposition progradante. La stabilité du niveau marin et les apports sont donc suffisants pour faire migrer le rebord du talus vers l'Ouest. Le faciès sismique devient transparent et/ou finement lité alors que le caractère érosif de la surface basale diminue. Il est possible que la sédimentation change et devienne plus homogène et plus fine vers l'Ouest. Ces caractères sédimentaires, ainsi que l'augmentation de l'épaisseur des faciès, permettraient alors de mieux distinguer les réflexions.

Sur l'actuelle plate-forme médiane (figures 31, 32 et 34), U2-2 débute par des réflexions parallèles et de bonne continuité, ce qui devrait correspondre à un milieu sédimentaire d'énergie modérée. Le taux de sédimentation augmente, provoquant la mise en place de réflexions obliques (figure 31). L'augmentation de ce taux de sédimentation a pu entraîner un phénomène de chenalisation responsable de plusieurs générations de surfaces fortement érosives (entailles) qui se retrouvent à la fois sur les bords Nord et Sud de la dépression de Mimizan.

Plus à l'Ouest, la bonne continuité de ces réflexions témoignerait d'une érosion limitée et donc d'un milieu de dépôt d'énergie moyen. Chaque réflexion pourrait indiquer une oscillation modérée du niveau marin ou un changement d'orientation des apports. Ces dépôts se mettraient en place lors du haut niveau marin responsable de la première partie U2-1 à

l'Est. U2-1 et U2-2 seraient donc contemporaines et correspondraient alors à un passage latéral de faciès.

Le début de l'unité U2 (U2-1 et U2-2) pourrait correspondre à la succession de périodes transgressives et de haut niveau marin, entrecoupées de phases régressives de faible amplitude (de 30-40 m en moyenne, figure 22) qui s'étend du Pliocène au milieu du Quaternaire (Haq *et al.*, 1988). Sur les courbes de Shackleton *et al.* (1991) et Funnel (1995 ; figure 22), le niveau marin ne montre pas de grandes variations jusqu'au milieu du Quaternaire. Entre 2,6 et 0,9 Ma, il se situe entre +40 et -15 mètres par rapport au niveau actuel.

La troisième partie U2-3, au niveau des plate-formes médiane et externe, se caractérise par une perte de continuité des réflexions vers l'Ouest (figures 27, 34, 39 et 41) avec l'apparition du faciès alternant faciès clairs et sombres. Les réflexions sont discontinues, perturbées. Cette perte de continuité des réflexions pourrait être liée à l'augmentation de l'énergie lors du dépôt des sédiments.

Vers l'Ouest, sur la plate-forme externe (figure 38), U2-3 prograde en direction du Sud. Cette progradation pourrait marquer de nouvelles arrivées sédimentaires venues du Nord. Ces arrivées ne seraient pas constantes et formeraient des dépôts généralement chaotiques séparés par des surfaces érosives.

Les apports sédimentaires sur la plate-forme externe, à cette époque, devaient subir des fluctuations sur le plan qualitatif et/ou quantitatif. Ceci pourrait être lié à des variations eustatiques mais également climatiques ou paléo-géographiques à terre (changement du réseau hydrographique, création de seuils, etc...) ou encore tectonique. Le mécanisme privilégié serait les variations eustatiques. En effet, elles pourraient correspondre aux oscillations du niveau marin provoquées par les premières grandes manifestations du glacio-eustatisme que l'on peut situer entre 0,8 et 1 Ma (stade 22). Le niveau marin descend en dessous de l'isobathe des 50 m (stades 2, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18 et 22). Le passage en bordure de plate-forme entre U2-3 et U2-4, marqué par un faciès sombre et très chaotique, pourrait correspondre à une chute plus importante du niveau marin. Or, au stade 10, pour la première fois, le niveau marin passe en dessous des 100 m de profondeur.

La quatrième partie U2-4 est uniquement visible en bordure de l'actuelle plate-forme (figure 38) à la latitude de la dépression de Mimizan et prograde d'Est en Ouest. Elle est

composée d'au moins deux alternances de faciès transparents ou chaotiques et de réflexions parallèles plus ou moins continues, déformées par des ondulations. Ces alternances correspondraient à celles de périodes de sédimentation calme (réflexions parallèles) et agitées (faciès chaotique). Trois paramètres influent sur la sédimentation (Vail, 1987) : la subsidence, les apports sédimentaires et les variations du niveau marin. La subsidence, non cyclique, ne peut avoir joué un rôle direct dans cette alternance. Sur la plate-forme externe, les apports sédimentaires et les variations du niveau marin sont souvent liés. Les faciès lités peuvent être mis en rapport avec des apports sédimentaires relativement fins et homogènes, plus particulièrement en haut niveau marin et au début de la chute du niveau marin. Les faciès chaotiques résulteraient d'apports plus grossiers et hétérogènes qui se déposeraient en bas niveau marin et au début de la remontée. La succession de ces deux faciès pourrait donc correspondre à une séquence déposée lors d'un cycle du niveau marin. Au moins deux cycles du niveau marin auraient été enregistrés dans U2-4.

La surface de base de cette séquence de dépôt se mettrait en place lors de la chute du niveau marin. En fin de bas niveau marin et en début de remontée, le changement de climat, l'augmentation des précipitations et de l'érosion amènent des sédiments hétérogènes qui constituent le faciès chaotique. Le niveau marin continuant à remonter, les zones d'apports s'éloignent de la plate-forme externe et les sédiments deviennent plus fins. Le faciès transparent déposé au-dessus du faciès lité (figure 38) pourrait correspondre à des sédiments homogènes et très fins, apportés en période de haut niveau marin.

Si le passage entre U2-3 et U2-4 s'est effectué au stade 10, les deux séquences de dépôt visibles pourraient s'être déposées durant les stades 9-10 et 7-8 par exemple.

La quatrième partie U2-4 correspond à la dernière étape du comblement de la dépression de Mimizan. La persistance d'une dépression, depuis le Miocène inférieur au moins, serait liée à l'existence d'une zone de subsidence.

L'existence d'une zone de subsidence Est-Ouest, à la latitude du haut plateau landais landais, associée plus tard à la formation du canyon de Capbreton au Plio-Quaternaire, permettrait la stabilisation de la dépression de Mimizan qui chenalise le transfert de sédiments pour les amener en pied de pente. La présence de cette gouttière explique aussi l'absence de canyons dans cette région : l'érosion lors du passage des sédiments était limitée en dehors de cette gouttière puisqu'elle récupérait la plupart des sédiments de la plate-forme sud-aquitaine.

### **1-3 Synthèse sur l'évolution depuis le Miocène de la plate-forme Sud-aquitaine**

Le substratum acoustique de la plate-forme sud-aquitaine est constitué de formations sédimentaires mises en place depuis le Miocène. A cette époque, la sédimentation est contrôlée à la fois par une zone subsidente et des phénomènes de remontée diapirique. La zone subsidente qui, au début du Tertiaire, se situe au niveau du bassin de Parentis, se déplace par la suite vers le Sud pour se stabiliser au Miocène inférieur en face de Mimizan (dépression de Mimizan). Cette dépression achèvera son comblement au Quaternaire.

**1- Au Miocène**, les dépôts qui forment l'unité U3 montrent de grandes variations géographiques de part et d'autre de la dépression de Mimizan. La progradation d'Est en Ouest des sédiments est importante (figure 44-1).

Au Nord, après une période d'apports importants, les sédiments sont bloqués durant la phase érosive qui se produirait au Serravalien, comme nous le verrons plus loin, à la latitude du canyon du Cap Ferret qui draine toute la région. Le rebord Nord de la dépression de Mimizan montre plus une aggradation qu'une progradation des sédiments. La sédimentation est probablement plus homogène, et plus fine, dans un environnement de dépôt plus calme qu'au Sud.

Au Sud, au contraire, les apports sont bien plus importants. Le milieu de dépôt est de haute énergie et la sédimentation est variable selon l'épaisseur de la tranche d'eau et surtout suivant la nature des arrivées sédimentaires. Les nombreuses discontinuités (discordance angulaire) qui marquent cette région indiquent que les apports ne sont pas constants dans le temps et dans l'espace.

Une régression importante au Miocène terminal (Messinien) aurait entraîné la mise en place d'une discontinuité fortement érosive sur l'ensemble de la plate-forme.



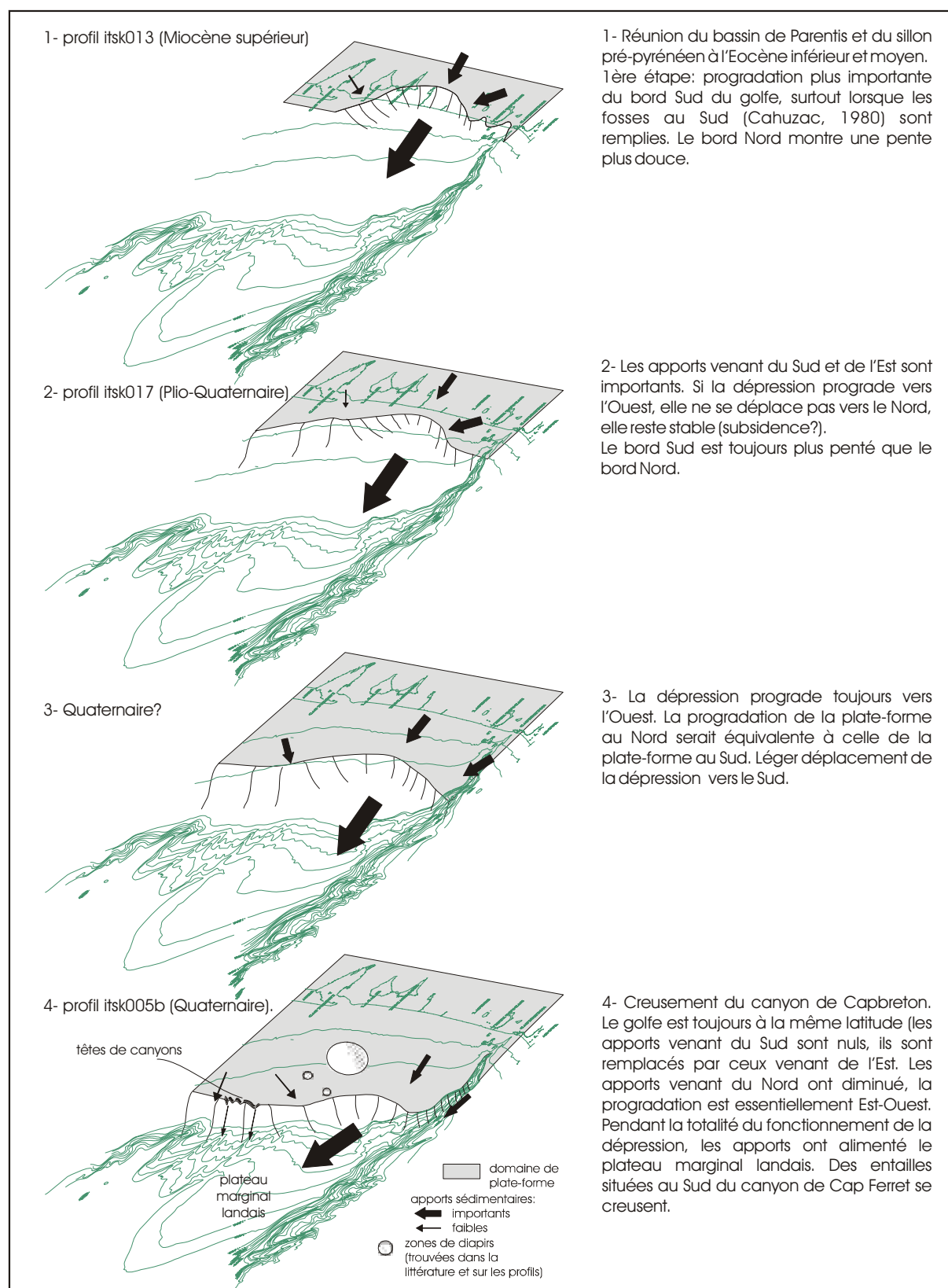


Figure 44 : Evolution de la dépression de Mimizan

**2- Au Plio-Quaternaire**, les dépôts qui forment l'unité U2 s'uniformisent sur l'ensemble de la plate-forme. Cette unité serait constituée de quatre parties liées aux

variations du niveau marin. Les deux premières U2-1 et U2-2 se mettraient en place lors de niveaux marins peu différents de l'Actuel et qui se situeraient entre 2,6 et 0,9 Ma. Les apports venant du Nord sont toujours faibles (figure 44-2). U2-3 témoignerait de changements d'amplitude plus importante du niveau marin qui pourraient se produire vers 0,9 Ma. Elle voit également un accroissement des arrivées sédimentaires venant du Nord de la plate-forme, la région située à l'Est du canyon du Cap Ferret ne constituant plus une barrière (figure 44-3). Enfin, U2-4 marquerait la fin du comblement de la dépression de Mimizan. La direction de progradation est essentiellement Est-Ouest (figure 44-4). Les apports devaient être, à cette époque, constitués d'une alternance de sédiments fins et grossiers. Il est possible que leur mise en place soit faite, au moins en partie, par des processus gravitaires.

La stabilisation de la dépression de Mimizan au niveau du haut plateau landais est responsable de l'apport important de sédiment qui se poursuit tout le long du Pliocène et au Quaternaire au pied de la pente et dans la plaine abyssale. La présence de cette dépression serait aussi à l'origine de l'absence de têtes de canyon au niveau de la plate-forme.

Les remontées de sels sont nombreuses et se situent sur l'ensemble de la plate-forme. Deux zones différentes sont particulièrement marquées par l'influence des diapirs :

- sur les bords de la dépression de Mimizan, leur influence est visible au Miocène. Là, ils se seraient mis en place à la fin de l'unité U2 ou lors du dépôt de l'unité supérieure. Localement, ils seraient encore actifs,
- sur la plate-forme médiane, ils séparent deux régions : une région Nord, qui se soulève en face du Bassin d'Arcachon, provoquant une érosion importante de cette unité (figure 43), et où la progradation se fait vers le Sud-Ouest, et une région Sud où elle se fait vers l'Ouest.

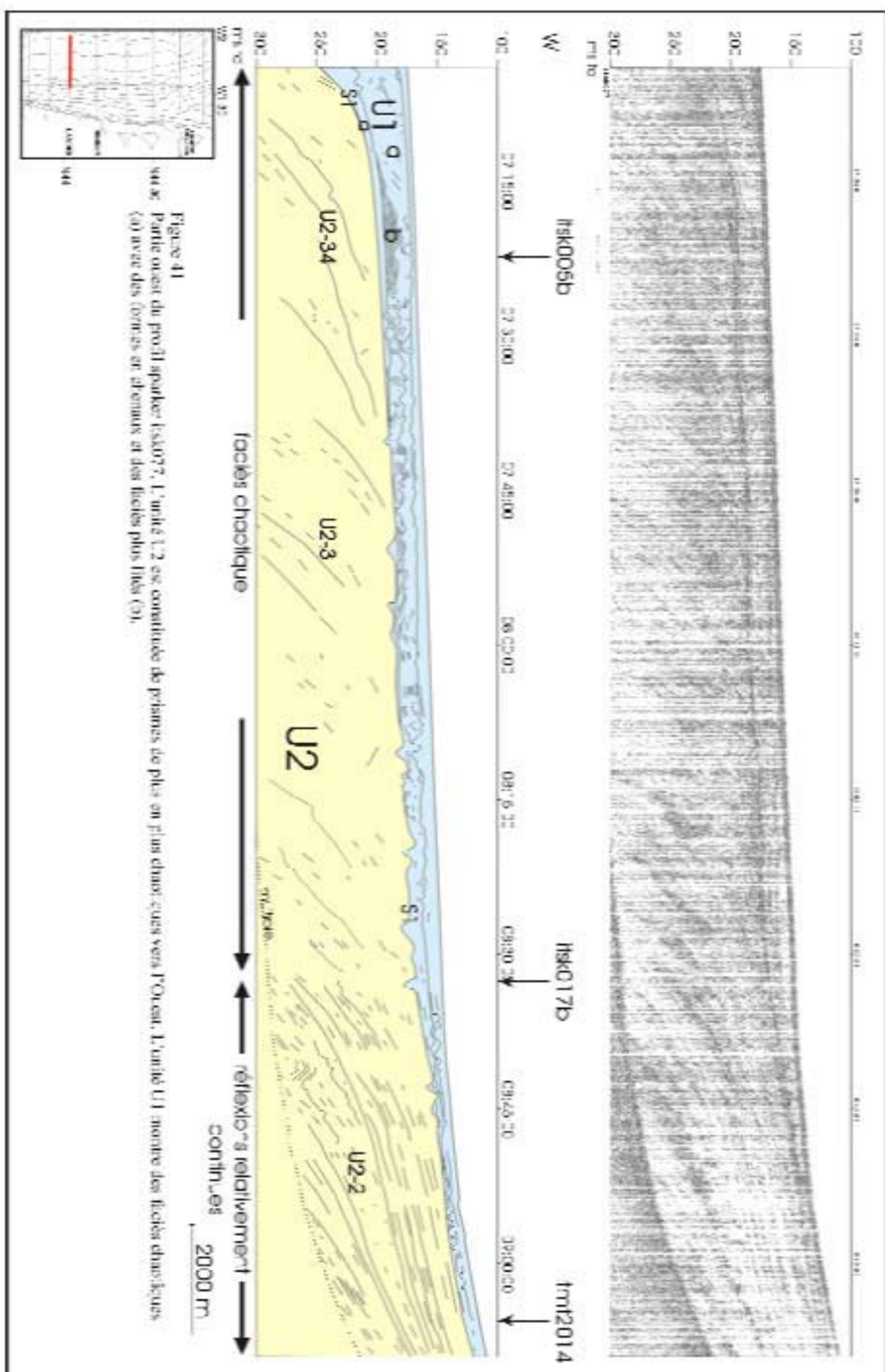
## **2 La plate-forme nord-aquitaine (ou sud-armoricaine)**

De même que la plate-forme sud-aquitaine, la plate-forme nord-aquitaine a déjà été étudiée par le passé. C'est pourquoi je ne m'attarderais pas sur les unités les plus anciennes situées autour de l'embouchure de la Gironde (Castaing *et al.*, 1974). Cependant, il semble intéressant de voir plus en détails une morphologie particulière qui sera décrite sous le terme « d'entailles », présentes dans les unités sismiques U2, U3 et U4. Ces unités ont été peu évoquées jusqu'à présent. Nous tenterons de dégager les différentes étapes et les processus de leur formation.

Bien que le taux de sédimentation soit inférieur à celui de la plate-forme sud-aquitaine (selon Gariel *et al.* 1997, l'épaisseur de la couverture sédimentaire y est deux fois plus faible), la mise en place des unités néogènes paraît tout aussi compliquée, si ce n'est plus. En effet, la sédimentation néogène de la plate-forme nord-aquitaine permet de distinguer deux domaines distincts (figure 26) : le premier, au Nord de N45°15 (région « Ouest-Gironde »), correspond à une plate-forme calme tectoniquement avec des faciès sismiques peu perturbés ; la deuxième (région « Lacanau-Hourtin »), au Sud de N45°15 et jusqu'à N44°50, montre des faciès particuliers, très différents des faciès rencontrés au Sud et au Nord de cette plate-forme : c'est la région des « entailles ».

L'absence de forages au Nord de N44°45 pose également problème au niveau de la datation de ces unités. Des âges seront proposés par comparaison avec les travaux antérieurs, les courbes eustatiques et les relations avec la plate-forme sud-aquitaine.

Six unités sismiques, de U1 à U6, ont été mises en évidence sur la plate-forme nord-aquitaine. Elles sont séparées par des surfaces de discontinuité bien marquées, de S1 à S5 (figure 45). Les unités étudiées ici (de U2 à U6, U1 étant interprétée comme étant la couverture meuble, Cirac *et al.*, 1997) progradent du Nord-Est vers le Sud-Ouest, c'est à dire vers le bassin subsident de Parentis et son prolongement occidental : la dépression du Cap Ferret. La faible pénétration de la sismique utilisée lors de ITSAS 1 ne permet pas de suivre les unités les plus anciennes très loin vers le Sud où les séries s'épaississent rapidement, et donc de les comparer avec celles de la région Lacanau-Hourtin.



## **2-1 Unité U6**

### **2-1-1 Faciès sismiques**

L'unité U6 se caractérise par des réflexions parallèles de forte amplitude et de bonne continuité, surtout dans la partie supérieure de cette unité (figure 45). Ces réflexions sont sub-horizontales ou ont un faible pendage en direction du Sud-Ouest. On observe par endroits (figure 46) des discontinuités horizontales avec un passage à des zones chaotiques. Vers le Sud, une structuration plus souple apparaît, donnant des « ondulations » résultant de déformations souvent associées à des fractures (figure 47).

### **2-1-2 Interprétation**

Au Nord de la plate-forme, en face de l'embouchure de la Gironde, cette unité montre des failles verticales qui délimitent des blocs correspondant à des grabens (figure 46). Plus au Sud, cette déformation cassante est remplacée par une déformation plus souple sous forme de plis ou d'« ondulations » (figure 47). Les réflexions parallèles et de faible pendage (figure 45) au sommet de cette unité correspondraient à un dépôt sédimentaire peu perturbé et à une sédimentation relativement faible. Les sources d'apports seraient éloignées et la tranche d'eau assez importante. L'unité U6 prograde en direction du Sud-Ouest. Sa limite supérieure se forme durant une phase érosive bien marquée qui tronque sa partie supérieure (figures 45 et 47).

## **2-2 Unité U5**

### **2-2-1 Faciès sismiques**

Le sommet des réflexions de l'unité précédente est tronqué par une discontinuité fortement érosive S5 (figures 45 et 47). L'unité U5 présente de nettes différences avec l'unité U6. Elle se dépose en « onlap » sur la surface de discontinuité basale S5 et se caractérise par une alternance de niveaux à réflexions de forte amplitude et de bonne continuité et de niveaux à faible amplitude et de moins bonne continuité, mais à fréquence plus élevée (figure 45). Le pendage, relativement faible, est orienté vers le Sud-Ouest.

A la base de l'unité, en direction de la plate-forme externe, apparaît une première sous-unité « a » caractérisée par des réflexions de plus forte amplitude et de meilleure continuité que les réflexions sus-jacentes (figure 45). Ce faciès se dépose au début en conformité avec la surface S5 qui est moins continue et de moins forte amplitude sous ce dernier et qui montre une rupture de pente, entre 150 et 200 ms td. La sous-unité « a » comble les dépressions, provoquant une atténuation des reliefs sous l'effet des dépôts épais limités par une strate de meilleure continuité au sommet (figure 45).

Vers le sommet de l'unité, trois nouvelles sous-unités (b, c et d), caractéristiques de cette unité, se dégagent. La sous-unité « b » se dépose sur la sous-unité « a » vers l'Ouest et en « onlap » sur la surface S5 vers l'Est. Elle correspond à un niveau de faible amplitude et de faible continuité. Au centre de l'unité apparaît une sous-unité plus marquée alternant des réflexions de forte amplitude et des petits niveaux de quelques ms td plus chaotiques (sous-unité « c »). Toutefois les réflexions à la base de la sous-unité « c » sont parallèles à celles de la sous-unité « b ». Les réflexions sus-jacentes (sous-unité « d ») ont une continuité moins marquée (figure 45). Les pendages sont dirigés vers le Sud à Sud-Ouest.

Les réflexions, rectilignes et à faible pendage au Nord, prennent une disposition « ondulée » marquée par des failles vers le Sud (figures 48 et 49). La partie supérieure de l'unité U5 montre des « toplaps ». Elle est limitée par la discontinuité S4, de meilleure continuité que la surface S5 mais d'amplitude moindre.

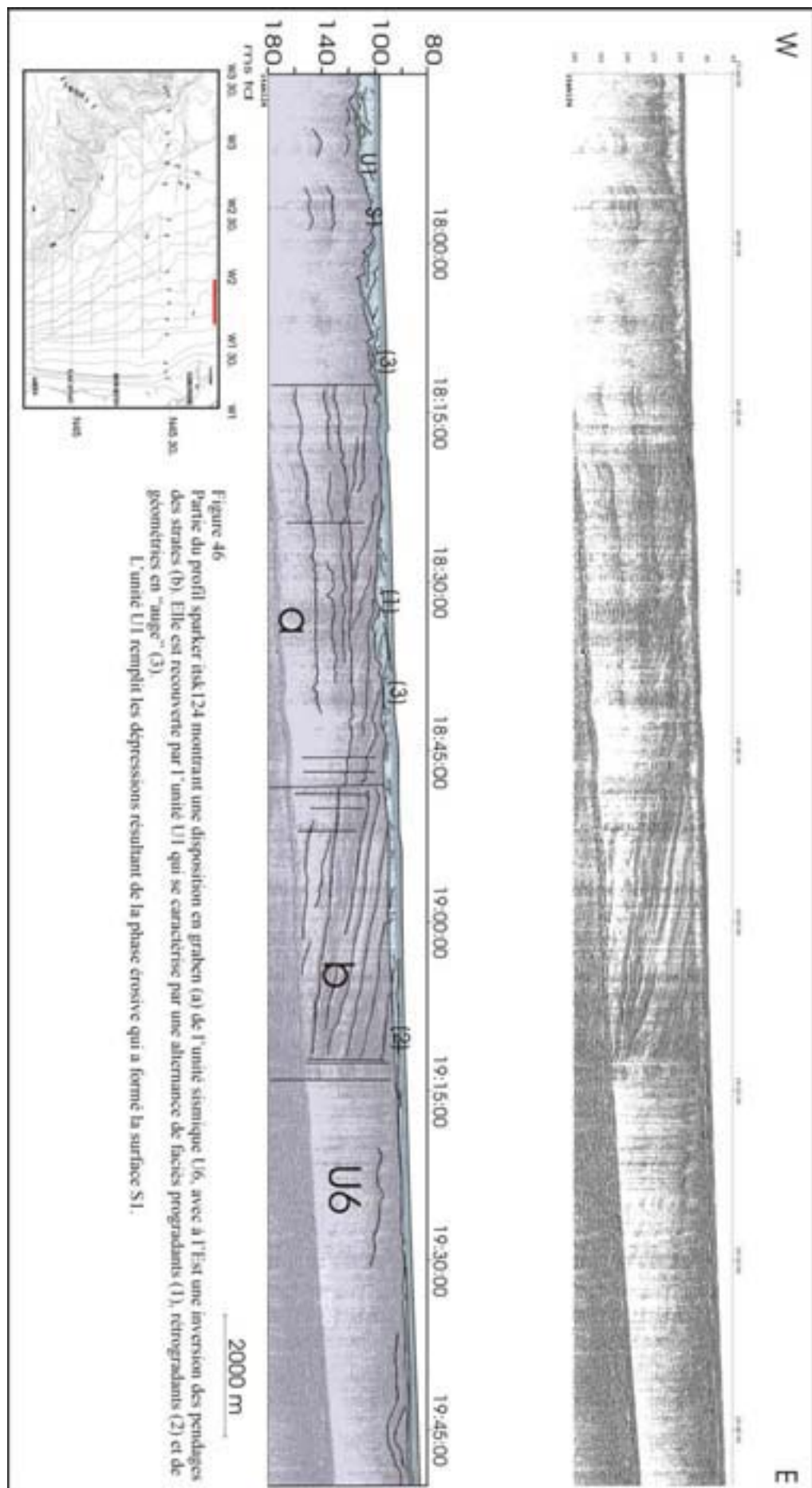


Figure 46  
Partie du profil sparkler risik 124 montrant une disposition en graben (a) de l'unité sismique U6, avec à l'Est une inversion des pentages des strates (b). Elle est recouverte par l'unité U1 qui se caractérise par une alternance de facies progradants (1), rétrogradants (2) et de géométriques en "auge" (3).  
L'unité U1 remplit les dépressions résultant de la phase érosive qui a formé la surface S1.



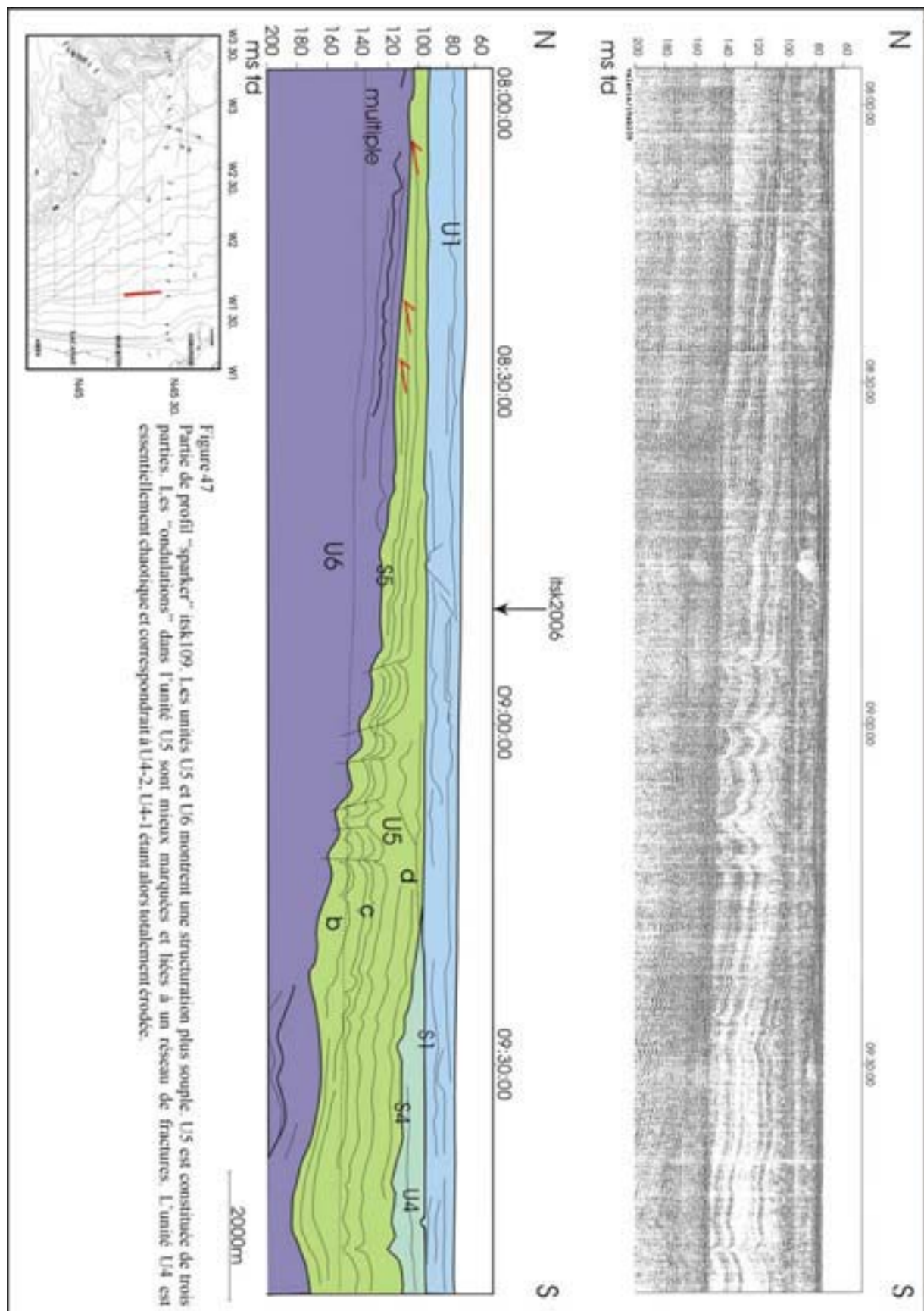
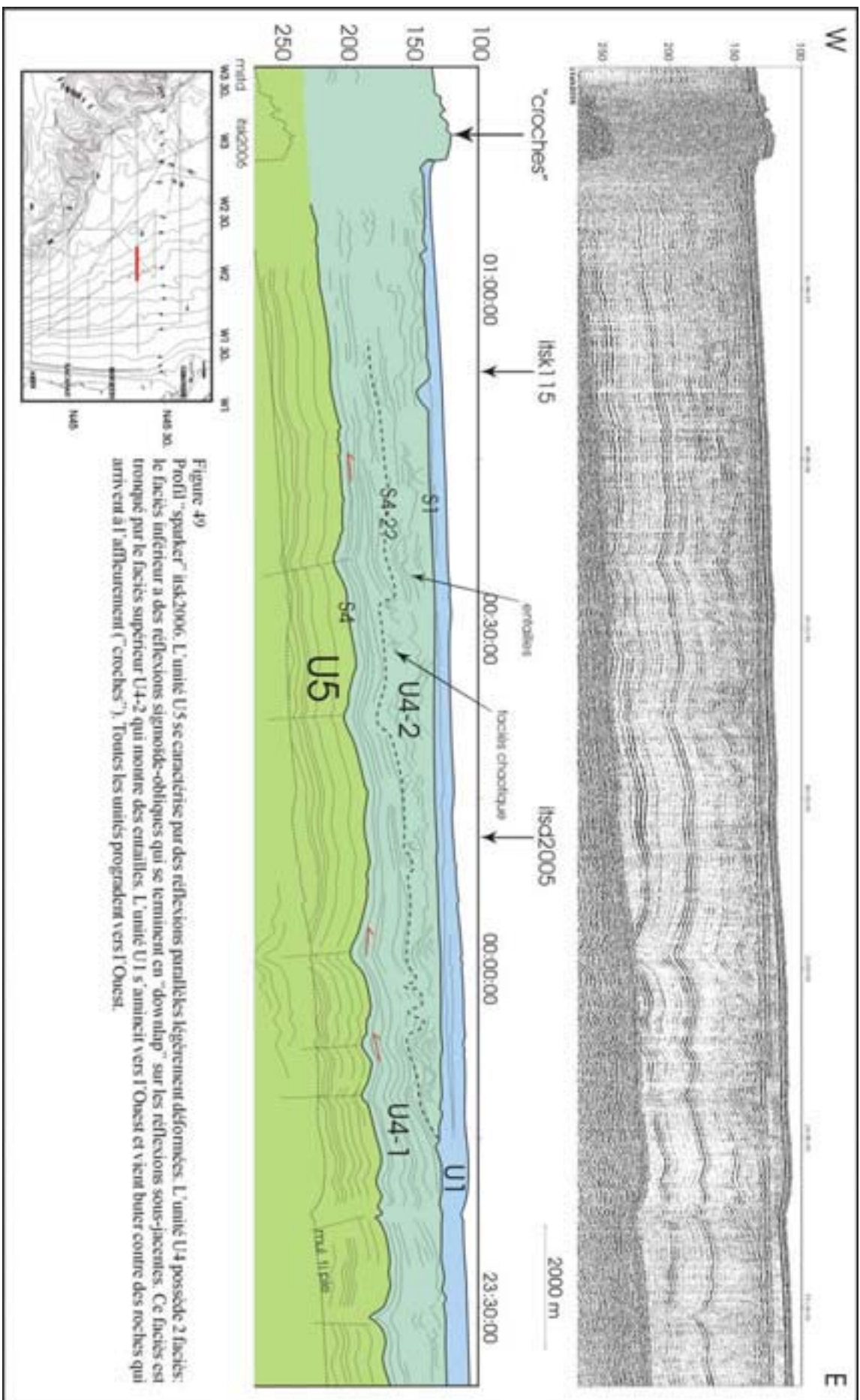


Figure 4.7  
Partie de profil "sparker" isk109. Les unités U5 et U6 montrent une structure plus souple. U5 est constituée de trois parties. Les "ondulations" dans l'unité U5 sont mieux marquées et liées à un réseau de fractures. L'unité U4 est essentiellement chaotique et correspondrait à U4-2. U4-1 étant alors totalement érodée.







### 2-2-2 Carte des isochrones de la discontinuité S5, carte des isopaques de l'unité U5

La carte des isochrones de la surface S5 (figure 50) met en évidence l'approfondissement vers le Sud-Ouest de ce réflecteur. Celui-ci présente des isochrones parallèles, espacés régulièrement. Cependant, vers le Sud, cette disposition régulière est perturbée par des digitations qui correspondent à des « gouttières » ou des vallées dont l'orientation est difficile à discerner. Elles sont dessinées perpendiculaires aux isochrones, c'est-à-dire NE-SW, ce qui me semble l'orientation la plus vraisemblable. Ces digitations se répartissent en deux zones. La première se situe sur la plate-forme médiane et externe (zone « a » de la figure 50), la seconde se trouve à proximité du littoral en face du lac d'Hourtin (zone « b » de la figure 50).

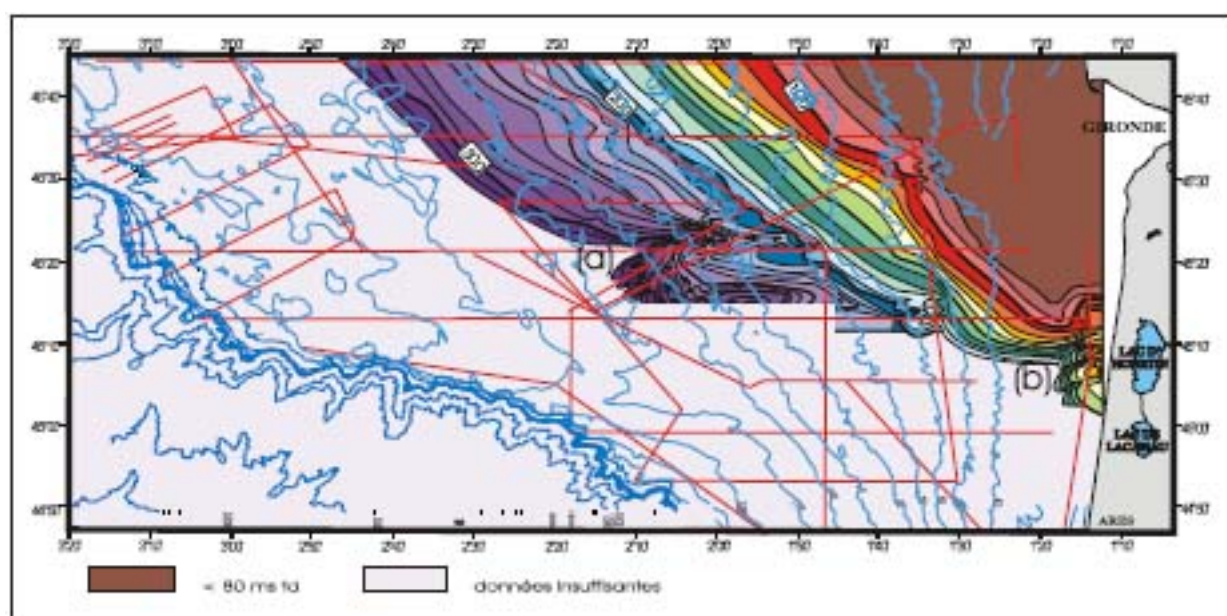


Figure 50 : Carte des isochrones de la surface S5 en ms td. Les isochrones se disposent en auréoles au débouché de la Gironde. D'orientation générale NW-SE, ils définissent une pente en direction de la dépression du Cap Ferret. Deux vallées sont visibles : la première au large (a) et la deuxième, plus réduite, en face d'Hourtin (b). Cette surface devrait se poursuivre vers le Sud-Ouest mais la faible pénétration des ondes acoustiques ne permet pas de l'atteindre.

Les isopaques (figure 51) de cette unité sont de direction générale NW-SE et témoignent d'un épaississement de l'unité U5 vers le Sud-Ouest, en direction de la dépression du Cap Ferret. Les remplissages de « gouttières » ou de vallées dirigées vers cette dépression. Cette unité se dispose en auréole autour de la Gironde. Sa partie à proximité immédiate de l'embouchure a été érodée.



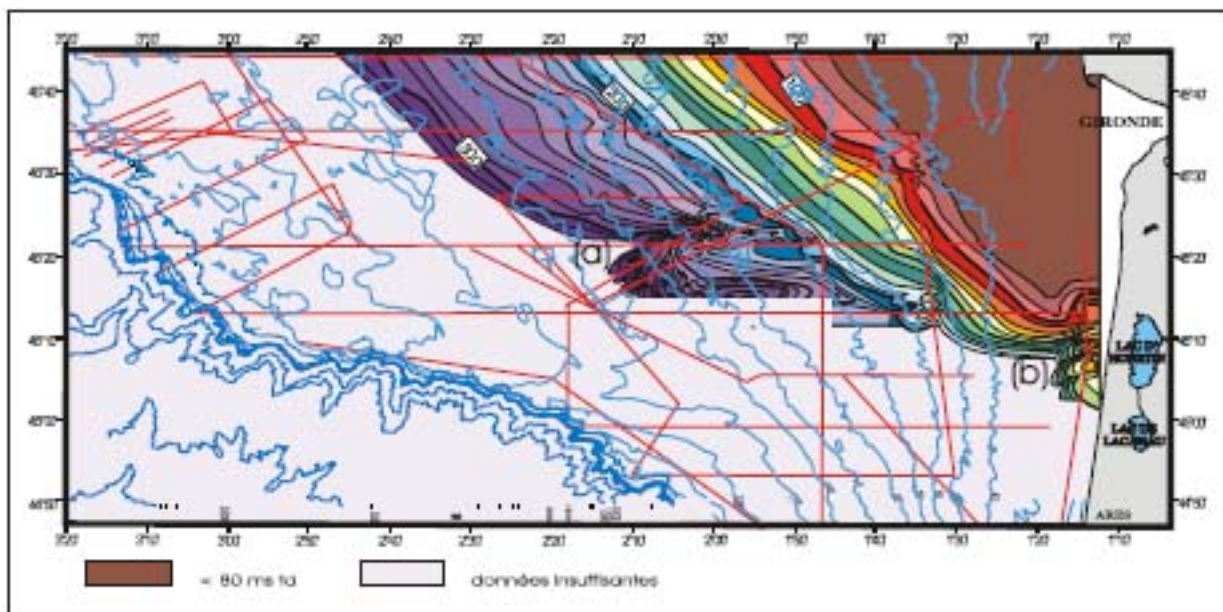


Figure 51 : Carte des isopaques de l'unité U5 en ms td. De nombreuses gouttières sont visibles (a), surtout à partir de 30 ms td d'épaisseur. Cette unité se poursuit vers le Sud-Ouest mais la faible pénétration des ondes acoustiques ne permet pas de l'atteindre.

### 2-2-3 Interprétation

La discontinuité S5 résulte d'une phase fortement érosive probablement liée à une chute du niveau marin. Le dépôt en « onlap » de l'unité sur cette discontinuité (figure 45) indique un déplacement des centres de dépôt vers l'Est et donc une remontée du niveau marin. Son faible pendage et ses réflexions parallèles, qui se biseautent ensuite vers l'Ouest (figure 45), témoigneraient d'apports limités dans un milieu de sédimentation calme.

L'unité U5 se caractérise par deux grands types de géométries :

- en direction de la plate-forme externe, la base de cette unité, la sous-unité « a », est marquée par un faciès un peu différent (figure 45) par rapport aux dépôts sus-jacents dont la forte amplitude pourrait correspondre à des sédiments hétérogènes ou grossiers. Sous ce faciès, la diminution de l'amplitude et de la continuité de la surface S5 traduirait une différence d'impédance moins importante et donc une érosion moins marquée qu'à l'Est. Cette caractéristique et la rupture de pente plus à l'Est, vers 120-170 m de profondeur, indiqueraient que le paléo-rivage pourrait se situer à ce niveau. La limite supérieure de ce faciès se caractérise par une réflexion de bonne continuité qui arrive en « onlap » sur la surface S5, au niveau de la rupture de pente,
- au-dessus de cette surface se mettent en place trois sous-unités « b », « c » et « d » qui marqueraient des bancs de lithologie différente,

- à la base, les réflexions parallèles de la sous-unité « b » (figure 45), de faible continuité et de faible amplitude, correspondraient à une homogénéisation du sédiment. Celui-ci devient alors plus fin, mieux classé,

- un changement net de faciès intervient entre la sous-unité « b » et la sous-unité « c », sans que l'on puisse observer d'indice d'érosion. L'absence d'érosion et le contraste d'impédance acoustique désigneraient plus un changement dans le type de sédimentation qu'une variation importante du niveau marin. En effet, l'alternance de réflexions de forte amplitude et de petits niveaux de quelques ms td plus chaotiques de la sous-unité « c » témoigneraient de dépôts lités probablement à composante plus ou moins sableuse. Le niveau chaotique de 1 ou 2 ms td d'épaisseur (entre 1 et 2 m) qui s'intercale parfois entre les réflexions pourrait être formé de sédiments plus hétérogènes. Ces sédiments seraient apportés « en vrac », non classés, lors d'une augmentation du débit solide des fleuves par exemple, ou lors de l'érosion du banc sous-jacent. Cependant, la présence de cette sous-unité « c » sur un espace important semble impliquer des facteurs régionaux (faible chute du niveau marin) plutôt que locaux,

- le niveau « d » qui termine l'unité U5 montre des caractéristiques semblables à celles du niveau « a » (figure 45). Le retour de sédiments plus homogène et mieux classés jusqu'au sommet pourrait être la conséquence d'une légère diminution de l'énergie de dépôt.

La bonne préservation de la sous-unité « c » et la continuité des réflexions confirmeraient une importante tranche d'eau permettant la préservation de ces unités.

Nous avons décrit, à propos des unités sismiques 5 et 6, des structures d'aspect « ondulé » ou plissé (figures 47, 48 et 49). Le parallélisme entre les réflexions indique que ce phénomène est postérieur au dépôt de cette unité. Cette disposition pourrait provenir de déformations liées à des séries de fractures qui joueraient de façon conjuguée. Ces fractures correspondraient à des décrochements vers le Sud, c'est-à-dire vers la dépression de Parentis-Cap Ferret. Elles entraîneraient une déformation locale des dépôts.

## **2-3 Unité U4**

### **2-3-1 Faciès sismiques**

L'unité U4 est limitée à la base et au sommet par deux discontinuités bien marquées (S4 et S3). Elle évolue du Nord vers le Sud et d'Est en Ouest avec une augmentation de l'épaisseur des unités et un accroissement de la complexité des géométries et des faciès sismiques dans ces directions (figures 48 et 52).

Au Nord, sur la large plate-forme Ouest-Gironde, l'unité U4 se caractérise par une épaisseur moyenne d'une centaine de mètres environ (figures 45 et 49). Une surface secondaire érosive S4-2 permet de distinguer deux types de faciès sismiques :

- une sous-unité inférieure (U4-1) rappelant par certains aspects l'unité précédente : c'est un faciès lité plus uniforme que celui de l'unité U5 précédente, avec des réflexions d'amplitude moindre mais de continuité tout aussi bonne. Il correspond à des réflexions sigmoïdes-obliques de faible pendage (figures 45 et 49). Ce faciès évolue vers le Sud vers des réflexions obliques de plus fort pendage (figure 53),
- une sous-unité supérieure (U4-2) présentant, à la base, un faciès chaotique qui érode la sous-unité U4-1 et qui est ensuite surmonté par des réflexions de forte amplitude mais très discontinues. Ces réflexions alternent avec des structures en « gouttières » ou en chenaux isolés de faibles dimensions (figure 45). Vers l'Ouest, quatre à cinq sous-unités sismiques apparaissent (figure 54). Elles sont limitées par des discontinuités à caractère érosif et constituent des prismes terminaux en biseau vers l'Est au contact du fond. Ces prismes s'empilent vers la bordure Ouest du plateau et augmentent très peu d'épaisseur vers l'Ouest. Peu ou pas d'entailles sont observées. Ce sont plutôt des chenaux séparés par des corps sédimentaires contenant des structures bien marquées d'inclinaison et de direction très variables.

Le faciès chaotique perd de son épaisseur alors que le faciès supérieur gagne en puissance vers le Sud (figures 45 et 49). Les structures en auge, plus larges, deviennent plus nombreuses et mieux marquées mais bien moins que les entailles qui seront décrites plus au Sud.

Plus au Sud (figure 48), la complexité de l'unité U4 s'accroît. Elle se marque par l'apparition de deux à trois nouvelles surfaces de discontinuités érosives secondaires (de S4-2 à S4-4). En effet, si le faciès de la sous-unité U4-1 est identique au Nord et au Sud, la sous-unité U4-2 évolue vers le Sud en trois à quatre sous-unités sismiques (répertoriées de U4-2 à U4-4).

Cette complexité se marque aussi par l'augmentation du nombre et de l'amplitude des entailles. Au large d'Hourtin, le faciès des entailles évolue d'Est en Ouest (figure 48). Les entailles de l'unité U4 peuvent se regrouper selon trois séries :

- la première série d'entailles, située le plus à l'Est et au Nord (figure 55a), montre des réflexions fortement érosives d'amplitude et de continuité variables. Petites et étroites (environ 15-20 ms td de profondeur et 200 m de large), ces entailles s'imbriquent les unes dans les autres. Leur emplacement semble être contrôlé par le réseau de fractures qui affecte le substratum. Leur faciès de remplissage est essentiellement transparent et parfois entrecoupé par des portions de faciès chaotique,
- une deuxième série se superpose à la première série (figure 55b) en l'érodant. Probablement contemporaine de la discontinuité érosive qui se forme vers l'Ouest (S4-3), ces entailles sont nettement plus larges (2500 m environ) et sont limitées par des réflexions plus continues et de plus forte amplitude qui marquent un remplissage polyphasé. A la base, leur remplissage est transparent à lité et devient chaotique vers le sommet où des surcreusements sont possibles,
- la troisième série d'entailles, de largeur variable (figure 48), est limitée par une surface nette de meilleure continuité (S4-4) et de plus forte amplitude. Elles sont moins nombreuses que celles de la première série. Leur remplissage, d'abord stratifié à la base, devient plus chaotique vers le sommet. Vers le Sud, une surface qui correspondrait à S4-4 érode le sédiment sous-jacent, notamment un faciès oblique qui prograde en direction du Sud et qui se corrèlerait avec U4-1 (figure 56). Cette surface limite une entaille profonde (plus de 100 ms td de profondeur).

Sur la bordure externe du plateau, les sous-unités constituant l'unité U4 se poursuivent par un empilement de prismes progradants de bordure de plate-forme (figures 57 et 58) qui peuvent être parallèles à la limite supérieure de l'unité U4 et montrer un faciès ondulé. La forte augmentation de la pente, de l'épaisseur et la forte réverbération des réflexions font qu'il est souvent difficile de reconnaître les structures internes à ces prismes par la sismique sparker haute définition.

Au Sud de la région « Lacanau-Hourtin », des différences importantes apparaissent (figure 53). La première distinction consiste en l'absence d'entailles semblables à celles décrites. Cependant, il existe à l'Est une vaste dépression d'environ 8 km de largeur. La profondeur de cette dépression (supérieure à 180 ms td soit plus de 150 m) ne permet pas de

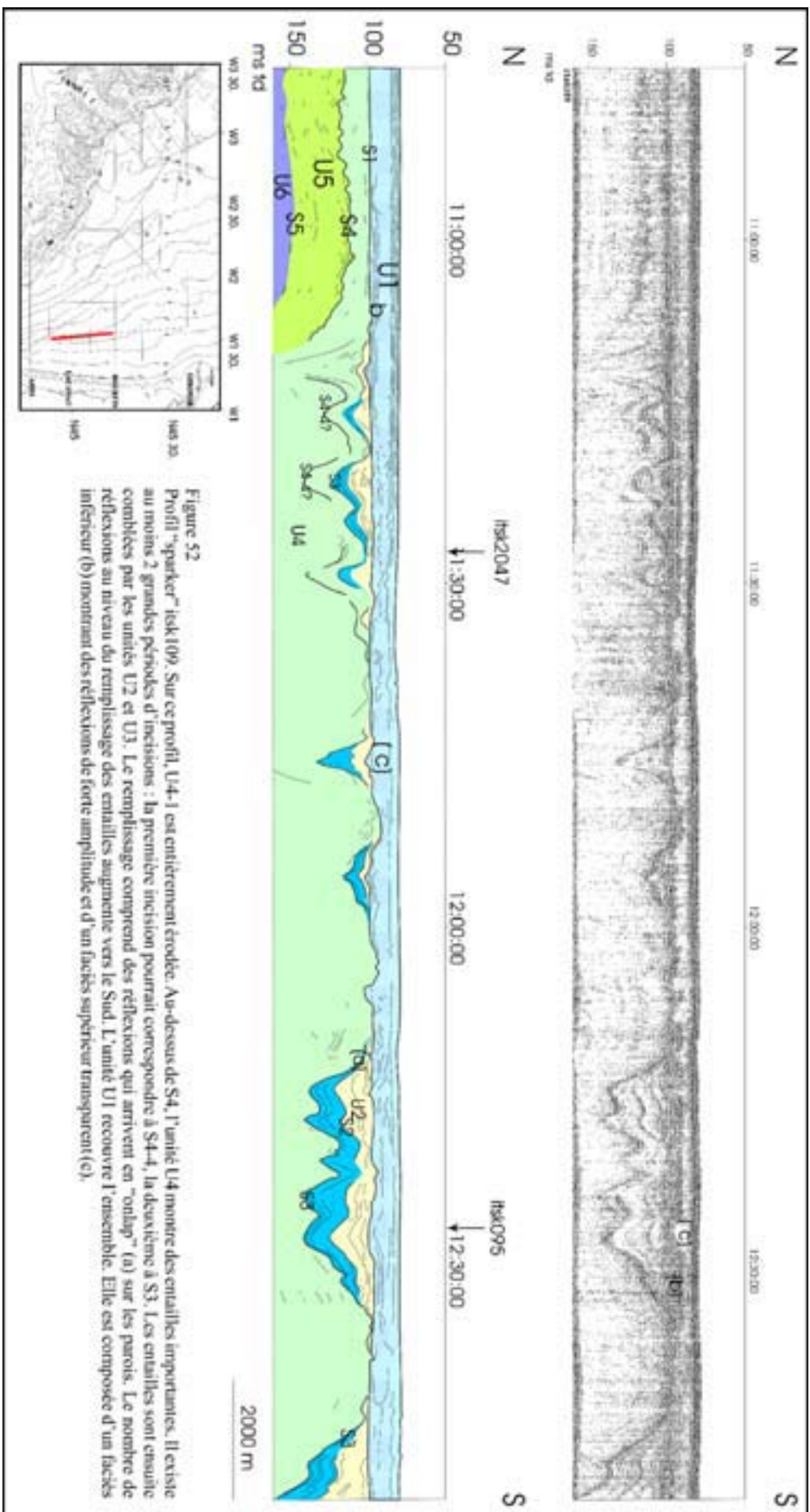
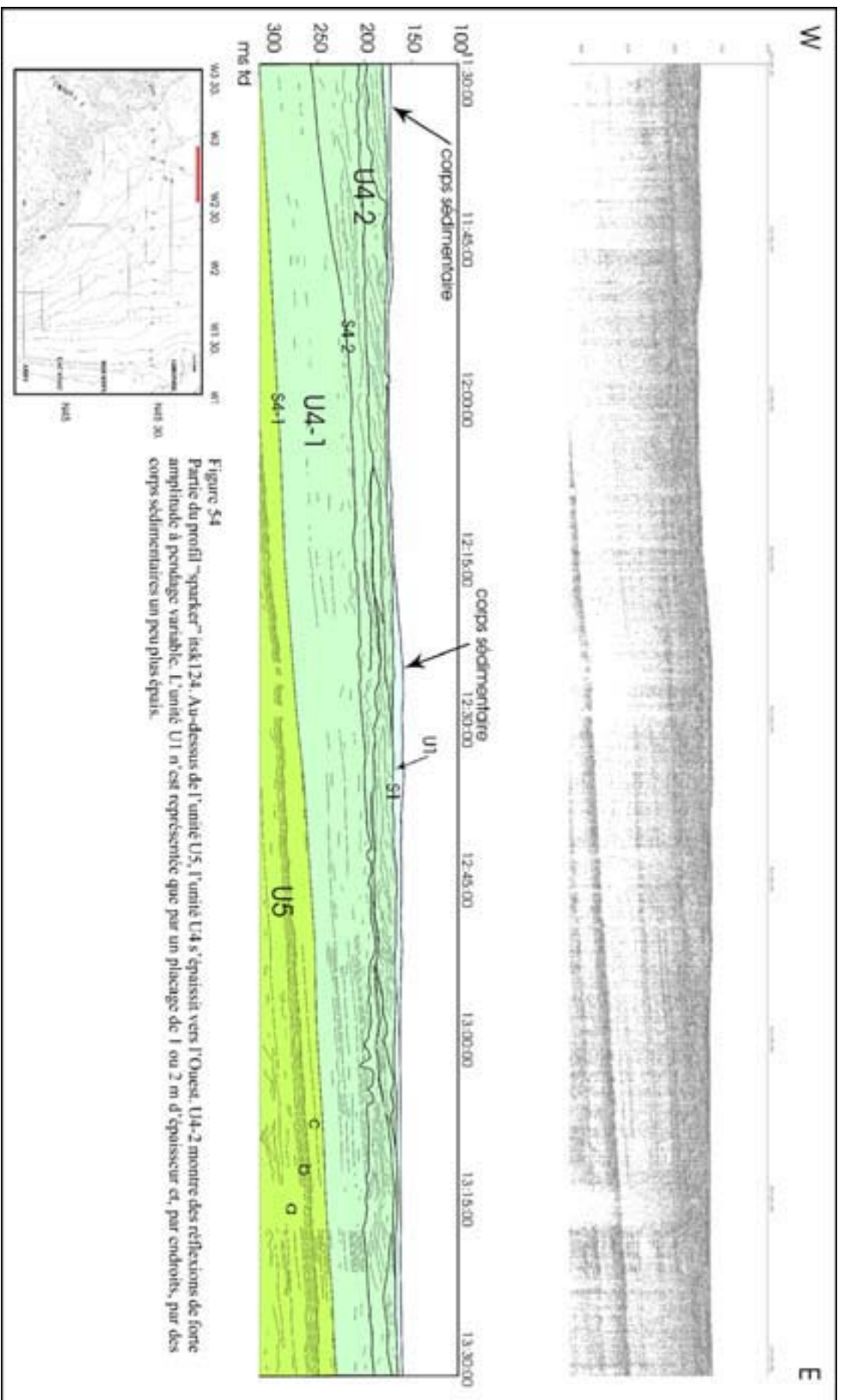


Figure 52  
 Profil "spark" log 109. Sur ce profil, U4-1 est entièrement érodée. Au-dessus de S4, l'unité U4 montre des entailles importantes. Il existe au moins 2 grandes périodes d'incisions : la première incision pourrait correspondre à S4-4, la deuxième à S3. Les entailles sont ensuite comblées par les unités U2 et U3. Le remplissage comprend des réflexions qui arrivent en "onlap" (a) sur les parois. Le nombre de réflexions au niveau du remplissage des entailles augmente vers le Sud. L'unité U1 recouvre l'ensemble. Elle est composée d'un faciès inférieur (b) montrant des réflexions de forte amplitude et d'un faciès supérieur transparent (c).





suivre nettement les réflexions sous la surface S2. Il semblerait qu'elles correspondent à un remplissage divergent du même type que le remplissage des entailles. Vers l'Ouest, un bombement sédimentaire, nommé « corps sédimentaire complexe », est constitué par une série de surfaces de discontinuités nettement érosives qui limitent des faisceaux de réflexions à pendage très variable. Par recoupement avec les autres profils sismiques, les surfaces de discontinuité peuvent être corrélées avec des surfaces secondaires S4-2, S4-3, S4-4. Sur le versant Ouest de ce corps, les structures sédimentaires progradent vers le large alors que sur le versant Est, elles rétrogradent vers la dépression précédemment décrite.

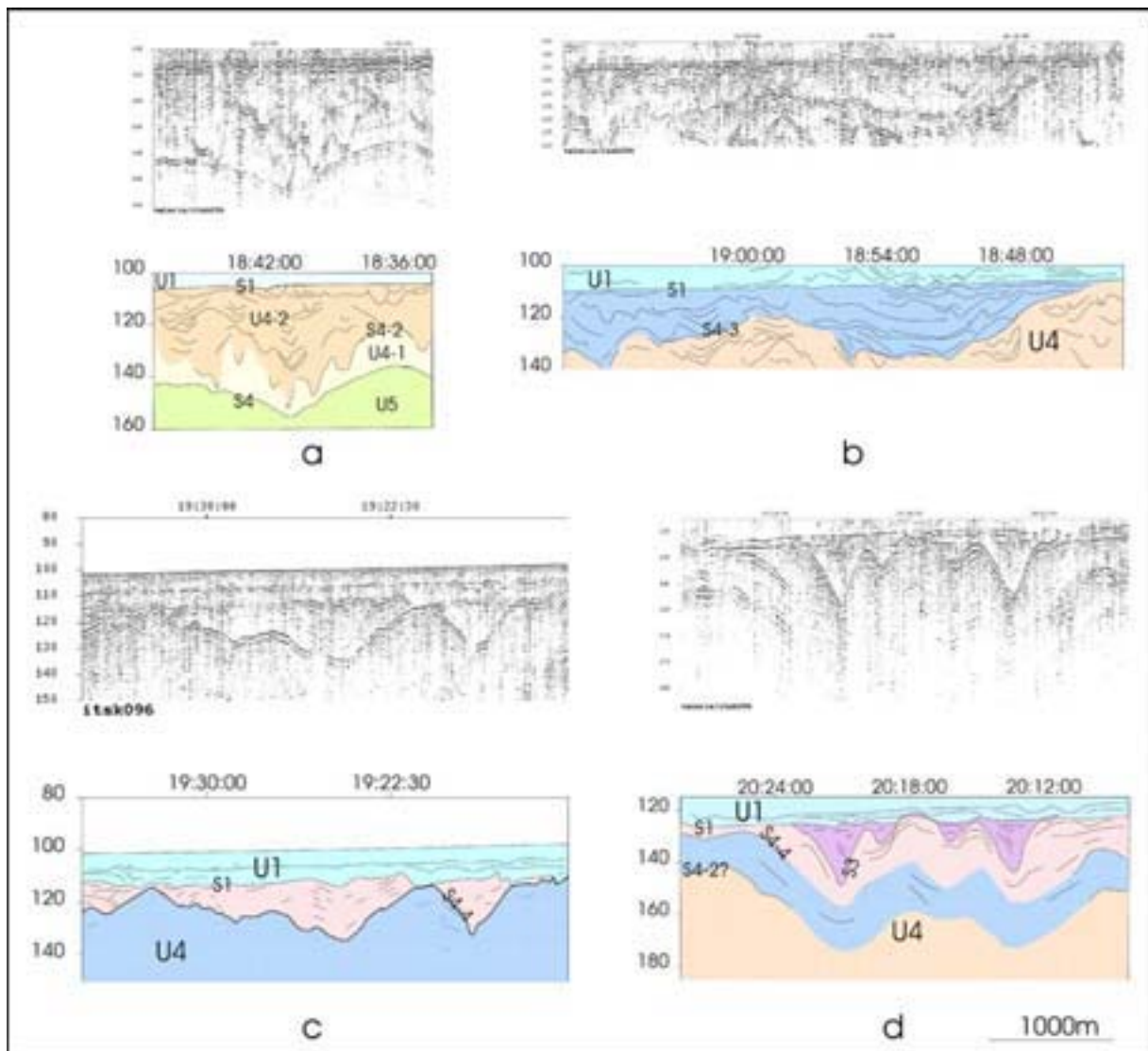
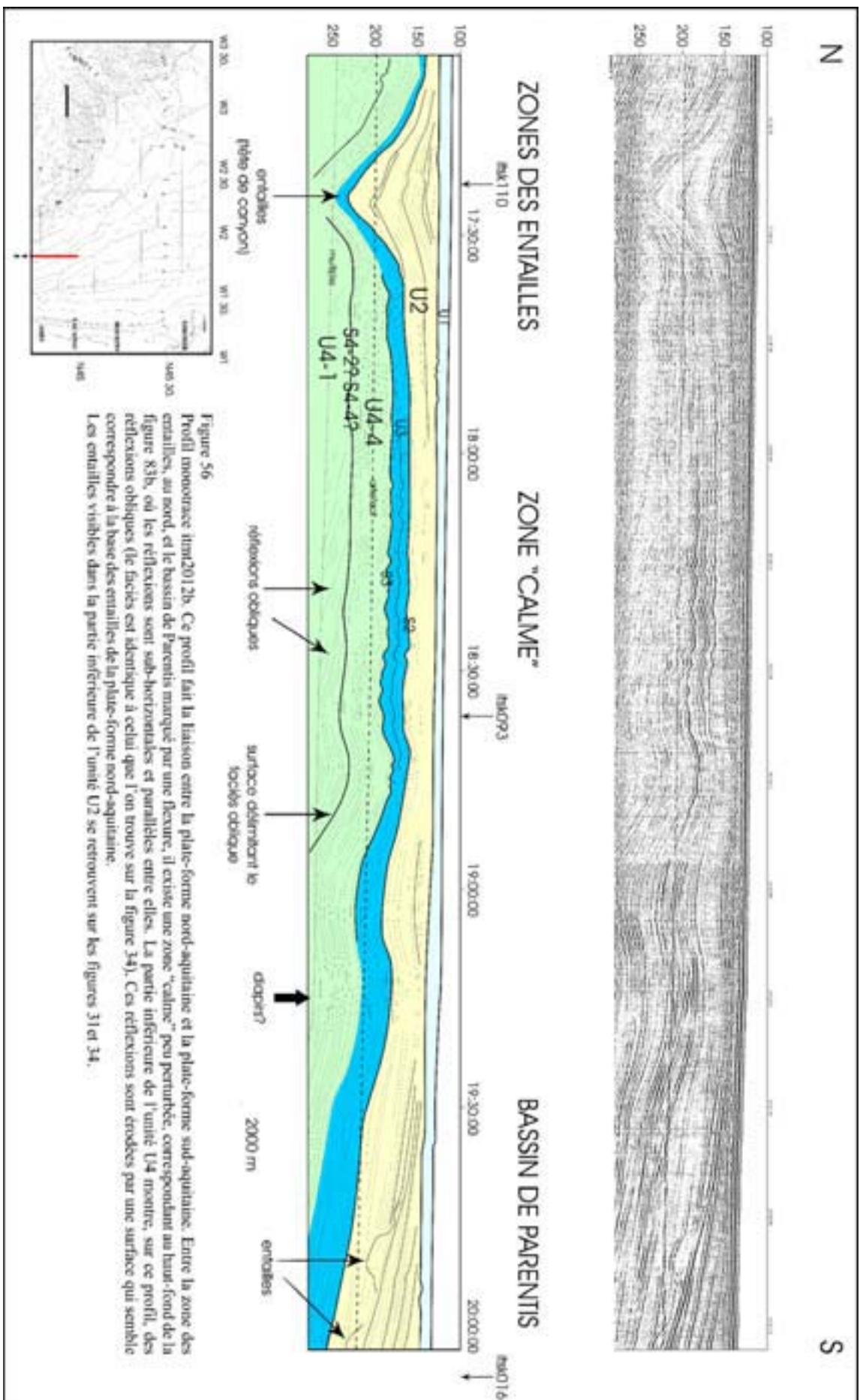


Figure 55 : Détails du profil sismique très haute résolution itsk096 localisés sur la figure 48. La figure (a) correspond à l'empilement de petites entailles. Leur remplissage est transparent à chaotique. La figure (b) se situe à l'Ouest de la précédente. Au-dessus de la première génération d'entailles se déposent les entailles plus larges avec un relief sur le fond de plus en plus accentué vers l'Ouest. Leur remplissage est nettement plus lité. La figure (c) représente la troisième génération d'entailles. Leur limite est de plus forte amplitude et de bonne continuité. La figure (d) montre la dernière génération d'entailles qui se disposent au-dessus des entailles sous-jacentes et que l'on ne peut pas distinguer à cause de la diminution de la pénétration.

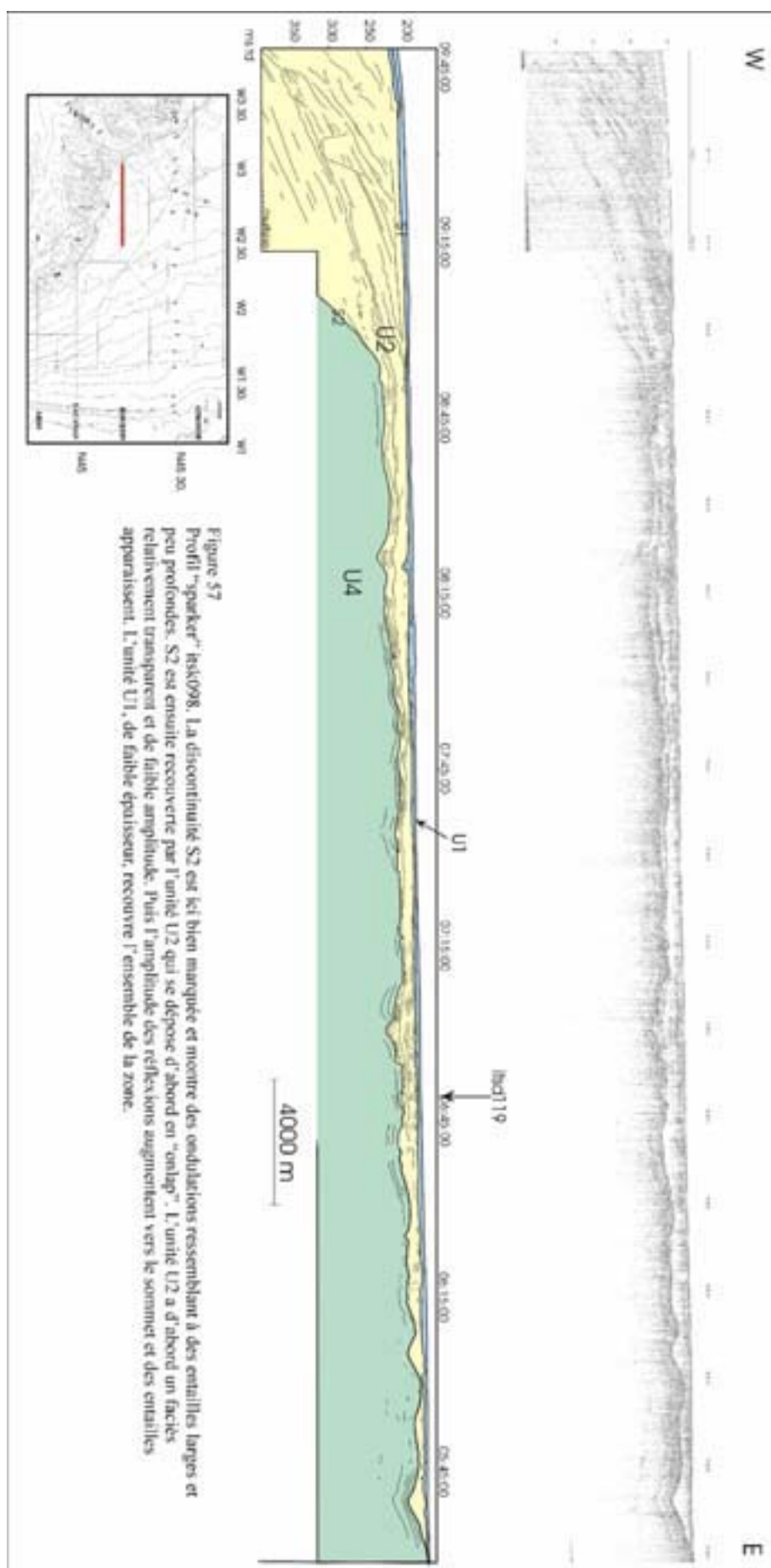


La surface S4-2 limiterait à la base des réflexions obliques. Progradantes vers l'Ouest, elles pourraient correspondre au faciès du terme inférieur U4-1. Au-dessus de la surface S4-2, l'amplitude des réflexions diminue vers l'Est où on passe à des réflexions obliques limitées au sommet par la surface S4-4. Des réflexions rétrogradantes se déposent au-dessus de la surface S4-4. Elles sont limitées au sommet par la surface S3.

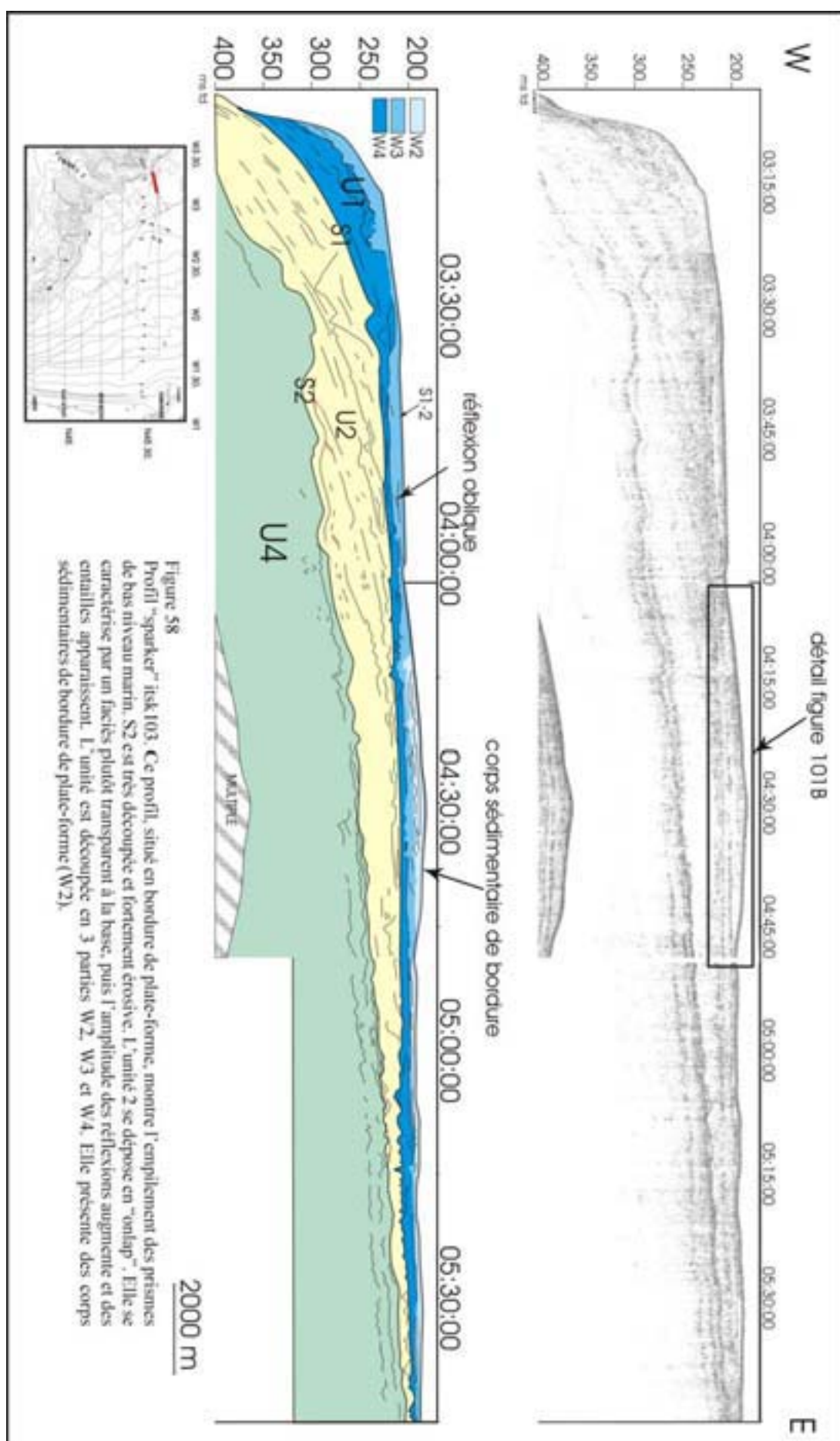
Ainsi, l'augmentation d'épaisseur et le sens des pendages apparents indiquent que les dépôts devaient prograder vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire probablement vers la dépression du Cap Ferret.

Cette unité U4 affleure sur une large partie du plateau médian et externe Ouest-Gironde où elle constitue un fond rocheux très irrégulier et rugueux appelé « zone des croches » (figure 49).

La limite supérieure de l'unité U4 se repère facilement parce qu'elle est constituée d'une surface S2 de forte amplitude et de forme très irrégulière affectée par d'importantes entailles d'érosion en bordure de plate-forme et de la surface S3 au niveau de la région « Lacanau-Hourtin ».







### 2-3-2 Analyse des cartes isochrones et isopaques de l'unité U4

- Isochrones de la surface S4 (figure 59)

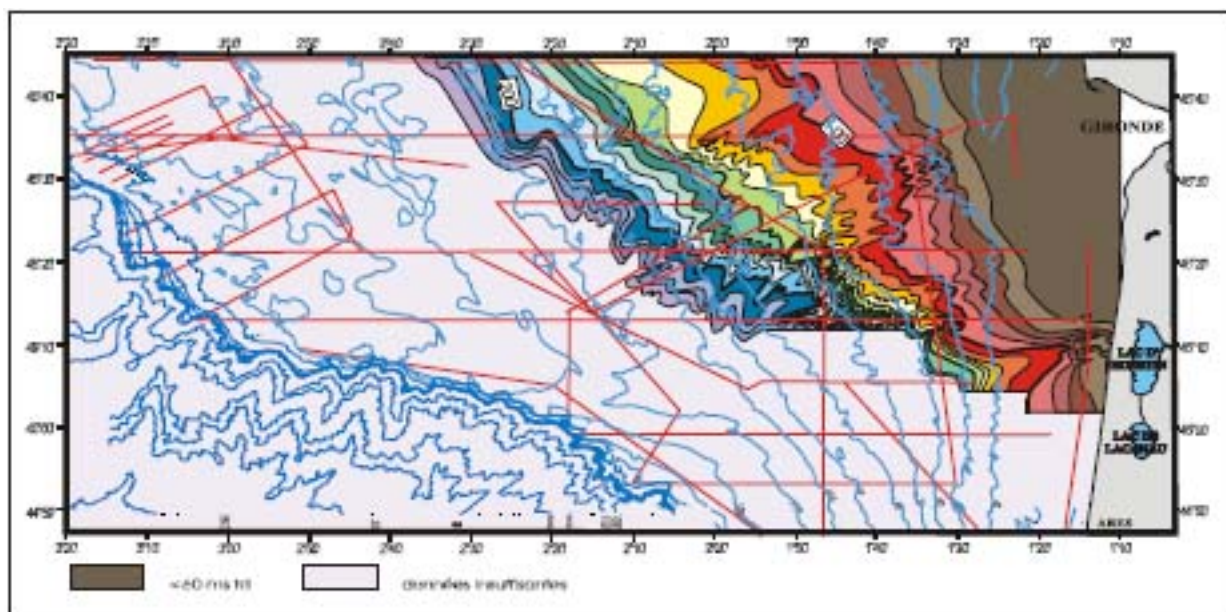


Figure 59 : Carte des isochrones de la surface S4 en ms td. La disposition des isochrones est peu différente de celle de la surface S5. Nous noterons surtout de nombreuses et petites indentations. Cette surface se poursuit vers le Sud-Ouest mais la faible pénétration des ondes acoustiques ne permet pas de l'atteindre.

Les isochrones de la surface basale de l'unité U4 (figure 59) ont une orientation générale NW-SE. Cependant, on constate que, au Nord, là où la surface de discontinuité est plane, les isochrones ont un contour assez régulier. Au Sud, là où la surface de discontinuité est « ondulée », les isochrones présentent une indentation de plus en plus marquée vers le Sud. Ces indentations correspondent à des petites gouttières (« gullies ») dirigées NE-SW. Comme pour la surface S5, ces gouttières devaient être vraisemblablement orientées selon la pente régionale, c'est-à-dire perpendiculairement aux isobathes.

Comme pour les cartes des unités précédentes, une vallée (notée (a) sur la figure 50), toutefois mieux marquée, est présente en face du lac d'Hourtin. La deuxième vallée plus à l'Ouest n'est plus présente, elle a été probablement entièrement comblée par cette unité.

- Isopaques de l'unité U4 (figure 60)

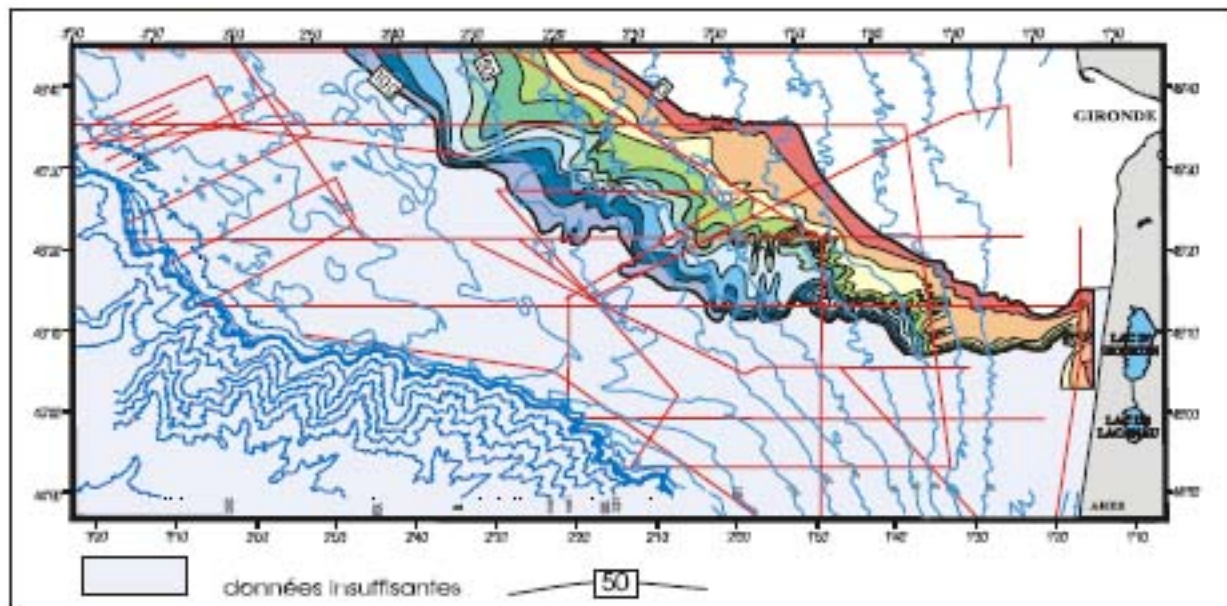


Figure 60 : Carte des isopaques de l'unité U4 en ms td. Les dépressions visibles dans l'unité précédente ont été comblées. Cependant, les déformations de l'unité U4 entraînent une alternance de zones plus épaisses et plus minces.

Cette carte (figure 60) montre la faible extension de l'unité U4 vers le Nord et l'Est par rapport à l'unité U5 décrite précédemment (figure 51), probablement liée à une forte érosion de cette unité surtout sur la plate-forme interne, en face de l'embouchure de la Gironde. Les lignes d'isopaques sont toujours orientées globalement NW-SE et se resserrent sur la bordure Sud-Ouest, indiquant une importante augmentation de l'épaisseur à cet endroit.

Comme sur les cartes précédentes, des indentations sont de plus en plus marquées vers le Sud, en relation avec des irrégularités du substratum. La vallée en face du lac d'Hourtin est toujours visible sous forme d'un accroissement de l'épaisseur de l'unité U4.

### 2-3-3 Interprétation

Cette unité est importante au niveau de la plate-forme Nord-aquitaine car elle marque un changement radical dans les processus sédimentaires, avec l'apparition d'un grand nombre d'entailles.

#### 2-3-3-1 La sous-unité U4-1

L'unité U4 est limitée à sa base par la surface de discontinuité S4, de moins grande amplitude mais de meilleure continuité que la discontinuité précédente S5. L'événement



responsable de cette surface est moins érosif : il peut s'agir d'une régression qui n'a exondé que le bord Est du plateau ou d'un hiatus de dépôt lié à un changement de la direction des apports. Relativement plane au Nord, elle montre vers le Sud des « ondulations » de plus en plus importantes qui correspondraient à une phase de déformation du substratum postérieure à la mise en place de la surface S4, elle-même déformée. La sous-unité U4-1 serait donc postérieure à cette phase de structuration car elle comble les creux des « ondulations ». Ces déformations semblent souvent résulter d'une série de fractures plutôt que d'un plissement. Par ailleurs, dans la partie la plus méridionale de la plate-forme nord-aquitaine, les premières remontées diapiriques de sel paraissent se manifester. Elles deviennent de plus en plus fréquentes vers le Sud (cf. chapitre A). Ces remontées diapiriques se marquent par des bombements du substratum. Ceux-ci sont souvent associés à des réseaux de failles et à des zones d'effondrement à leur périphérie.

Les réflexions sigmoïdes-obliques constituant le faciès de la sous-unité U4-1 (figure 45), indiquerait un épandage de sédiment régulier, uniforme, sous un niveau marin relativement stable mais assez bas comparé à l'unité U5. L'énergie du milieu de dépôt serait faible car les réflexions sont bien conservées. Vers le Sud, les réflexions deviennent plus obliques (figures 53 et 56). Elles pourraient marquer une augmentation des apports sédimentaires qui peut être liée à la proximité de la dépression du Cap Ferret.

### **2-3-3-2 Les sous-unités U4-2, U4-3 et U4-4**

La sous-unité U4-1 est fortement tronquée sur l'ensemble de la plate-forme par la discontinuité S4-2 qui résulterait d'une importante phase d'érosion probablement liée à une chute du niveau marin. La sous-unité suivante U4-2 se caractérise par un changement net de faciès sismique (faciès chaotique surmonté par des entailles). Ce changement traduit une modification dans les processus sédimentaires et dans la nature même des apports sédimentaires. Il témoignerait d'un environnement qui devient peu profond avec une énergie hydrodynamique plus élevée, provoquant la mise en place du faciès chaotique (figure 45). Au début du dépôt de la sous-unité U4-2, les apports seraient plus hétérogènes et probablement plus grossiers que précédemment, correspondant probablement à un milieu fluvio-estuarien.

Au Nord, des structures obliques à pendage très variables sont parfois présentes dans le faciès chaotique avec quelques chenaux peu marqués (figure 45). L'érosion linéaire est peu marquée dans cette région, au contraire de la région « Lacanau-Hourtin » où les entailles sont

nombreuses. Il y a donc une évolution des processus du Nord vers le Sud. De plus, au Sud, les entailles, de plus en plus nombreuses et de plus en plus profondes, ont dû entraîner l'érosion d'une grande partie du faciès chaotique (figures 48 et 49).

Vers le Sud et dans la région « Lacanau-Hourtin », plusieurs séries d'entailles de disposition et de faciès différents sont séparées par des réflexions plus marquées qui peuvent être considérées comme des discontinuités secondaires séparant autant de phases génétiques.

La première série d'entailles, comprise dans la sous-unité U4-2, débute au Sud-Ouest de l'embouchure de la Gironde (figures 48, 49 et 55a). Elle paraît être guidée par les déformations de l'unité sous-jacente (U5), indiquant une zone de faiblesse du substratum. Le faciès de ces entailles petites et étroites semblerait correspondre à des chenaux deltaïques et/ou plus ou moins anastomosés, instables et de fortes compétences, comme l'indiquent l'imbrication des chenaux et leur mise en place érosive. Le remplissage, à faciès transparent et entrecoupé par des portions de faciès chaotique, marquerait un milieu de haute énergie et des sédiments non classés ou grossiers. Les apports pourraient être de type sporadique et l'arrivée d'une charge sédimentaire importante entraînerait la création d'un nouveau chenal. Ces chenaux sont érodés par la formation de la deuxième série d'entailles.

La deuxième série d'entailles, constituant la sous-unité U4-3 (figures 48, 49 et 55b), est visible au Nord à partir de N45°25 et à l'Ouest de la sous-unité U4-2. La surface S3-3 formant la base de ces entailles pourrait être le témoin d'un changement dans les apports ou la dynamique liés à une nouvelle chute du niveau marin.

Au Nord, cette deuxième série d'entailles plus larges prédominent sur celles de la sous-unité U4-2 (figures 48 et 49). Elles pourraient correspondre à l'amalgame de plusieurs entailles du même type que celles de la première série ou bien à leur partie amont, plus stable (d'où les limites de ces entailles de plus forte amplitude et de meilleure continuité). Après la chute du niveau marin responsable de la formation de la surface S4-3, le remplissage des entailles, lité ou transparent à la base, indique un certain classement et une homogénéité du sédiment et donc une diminution de l'énergie du milieu de dépôt. Cette diminution de l'énergie, peut-être en relation avec une hausse de faible importance du niveau marin, est visible à l'Ouest où les sédiments montrent un faciès qui devient plus homogène à proximité des entailles (figure 48). Il semble correspondre au faciès homogène qui se dépose au-dessus de la surface S4-3 au Sud de la plate-forme nord-aquitaine (figure 53).

Vers le sommet, la présence de sédiment plus hétérogène, caractérisé par un faciès chaotique, et la reprise des chenaux existants seraient provoqués par une augmentation de cette énergie.

La troisième série d'entailles est contemporaine de la discontinuité S4-4. Elle se localise plus au Sud et s'étend sur l'ensemble de la région « Lacanau-Hourtin ». Sa grande extension et son caractère plus fortement érosif indiqueraient vraisemblablement une origine eustatique (figures 48 et 52). Ces entailles s'installent de plus en plus vers l'Ouest, témoignant d'un déplacement du littoral dans cette direction (les bas niveaux marins deviendraient de plus en plus marqués).

Au Sud, cette troisième série d'entaille (U4-4) tronque les réflexions obliques (figures 53 et 56). L'érosion serait là aussi nettement plus importante que pour les surfaces S4-2 et S4-3 puisque apparaissent les premières entailles délimitées par des réflexions continues et de forte amplitude (figures 48 et 52). La chute du niveau marin serait plus forte que pour les deux premières séries et aurait pu entraîner l'émersion d'une grande partie de la plate-forme. Le réseau fluvial n'est plus de type anastomosé mais devient encaissé. Une nouvelle transgression permet leur remplissage et la formation de réflexions rétrogradantes au Sud de la plate-forme nord-aquitaine (figure 53).

En résumé, la figure 61 schématise les processus et les événements qui ont présidé à la mise en place des sous-unités et des surfaces de discontinuité qui leur sont associées. Sur cette figure, l'hypothèse de base est que la formation des entailles marquait des variations du niveau marin. Trois chutes du niveau marin sont nécessaires pour expliquer la mise en place de l'unité U4.

L'unité U4 se termine vers la plate-forme externe par une succession de prismes de bordure de plate-forme progradants vers le large. Sur la partie la plus septentrionale du plateau Ouest-Gironde, les prismes correspondraient à un environnement fluvio-estuarien mis en place sur la partie médiane et externe du plateau en période de bas niveau marin. Ces faciès constituent ce que l'on appelle la zone des « croches », c'est-à-dire de la roche disposée en strates d'orientation NW-SE.

Au Nord et au Nord-Ouest, l'unité supérieure U3 étant absente, ces prismes sont érodés par S2, qui incise par endroits l'unité U4 sur quelques dizaines de mètres (figure 58).

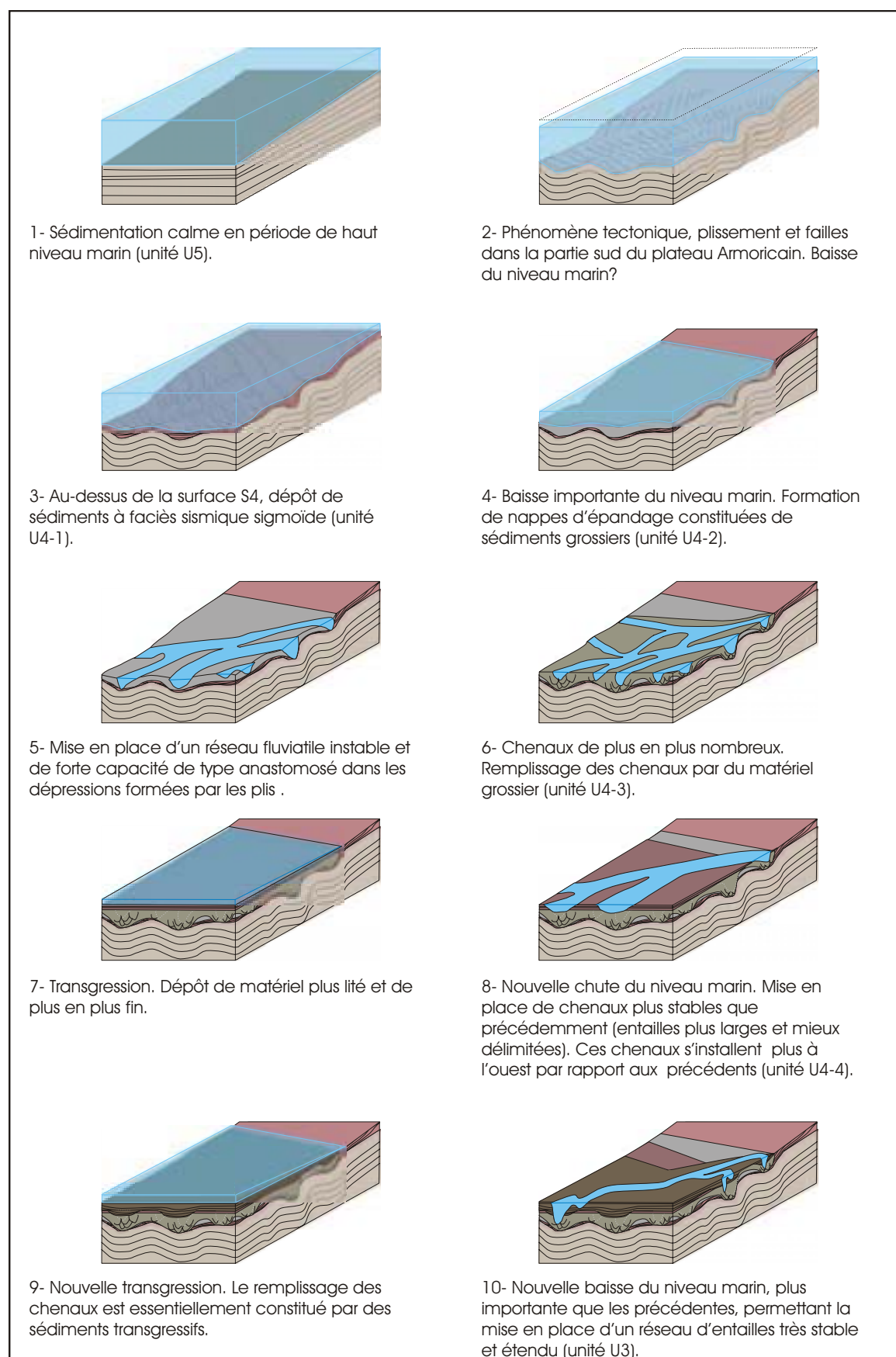


Figure 61 : Evolution paléogéographique de la zone à l'Ouest d'Hourtin entre les unités U5 et U3.

Toutefois, ces entailles n'ont rien de commun avec que nous venons de décrire ci-dessus. Elles sont aussi présentes en direction de la dépression de Cap Ferret (figure 57) où plusieurs réflexions superposées (figure 57) sont visibles sous la surface S2. Les dépressions qu'elles forment semblent avoir chenalisé les sédiments en direction de la pente lors de la formation de la surface S2.

Une baisse importante du niveau marin terminerait cette unité, formant la discontinuité S3.

## **2-4 Unité U3**

### **2-4-1 Faciès sismiques**

L'unité U3 se rencontre sur la seule région « Lacanau-Hourtin » et comprend une série d'entailles comparables à celles de la sous-unité U4-4. Cette quatrième série d'entailles (figure 55d) occupe en face de Lacanau une zone en dépression bien marquée. La base des entailles correspond à une surface érosive de forte amplitude et de bonne continuité (S3). Etroites (moins de 400 m de largeur) et profondes (30 ms td), elles n'ont pas été surcreusées ultérieurement. Leur remplissage, transparent sur les bords, devient plus chaotique vers le centre de l'entaille.

Vers le Sud, cette unité s'approfondit et son épaisseur augmente (figures 55, 62 et 63). La surface S3 est recouverte par des réflexions parallèles de meilleure continuité que celles de la sous-unité U4-4 (figure 56). Elle est de forte amplitude, très bien marquée et masque en grande partie la pénétration des ondes acoustiques. Du Nord au Sud, et dans une moindre mesure d'Est en Ouest, la fréquence des réflexions augmente en même temps que leur continuité s'améliore. Les réflexions correspondent à un faciès de remplissage des canyons par drapage avec une disposition divergente. Par ailleurs, on observe nettement des morphologies en « dômes » ou « antiformes ».

Au niveau de la limite Sud de la région « Lacanau-Hourtin », l'unité U3 n'est plus caractérisée par des entailles. Une nouvelle et dernière série de réflexions rétrogradantes est visible au-dessus de la surface S3 (figure 53). Elles sont recouvertes par des réflexions progradantes vers l'Ouest.

En bordure de plate-forme, au niveau de la dépression du Cap Ferret, l'unité U3 se différencie difficilement de l'unité U4 sous-jacente. Ces deux unités montrent une morphologie particulière en bordure de cette dépression (figure 64). Trois zones synformes ou en dépression (dépressions Nord, centrale et Sud) sont séparées par des bombements antiformes. Les dépressions Nord et Sud sont les plus profondes, entre 400 et 600 ms td. Leur remplissage, qui constitue l'unité sismique U2, sera décrit plus loin. La faible pénétration de la sismique haute résolution ne permet pas de décrire les unités U4/U3 au niveau de ces dépressions. Par contre, la partie supérieure de cette unité, constituée de réflexions parallèles, peut être observée entre les dépressions sur des zones déformées en antiformes et fracturées.

## 2-4-2 Carte des isochrones de la surface S3 et des isopaques de l'unité U3

- carte des isochrones de la surface S3

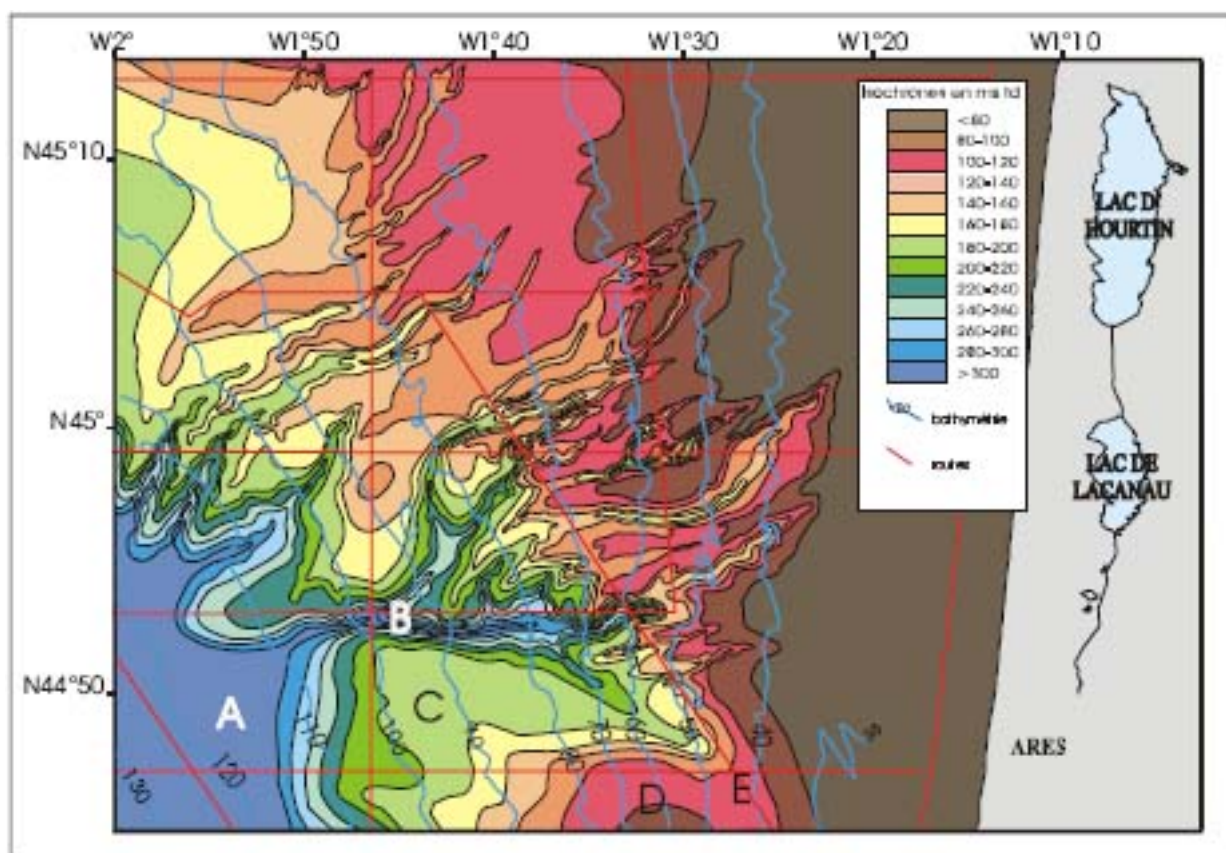


Figure 65 : Carte des isochrones de la surface S3 en ms td. Deux zones sont visibles. La première (A) correspond à des entailles qui se jettent dans la dépression Sud de la figure 64. La deuxième montre plusieurs chenaux qui se rejoignent pour ne former qu'un seul chenal orienté Est-Ouest (B) (chenal d'Arès), limité au Sud par un haut-fond (C) s'appuyant sur un bombement diapirique (D). Un seul chenal (E) vient du Sud.

La discontinuité S3 marque le soubassement de la dernière génération d'entailles (U3). Les lignes d'isochrones de cette surface (figure 65) dessinent un grand nombre d'indentations très sinueuses, orientées globalement NE-SW. Ces entailles se localisent essentiellement entre N45°10 et N44°50 et W2°00 et la côte. Elles peuvent creuser le substrat de plus de 100 ms td. Elles se répartissent de la façon suivante :

- à l'Ouest, elles rejoignent une cuvette (A sur la figure 65) en relation avec la dépression de Cap Ferret,
- dans la partie médiane, elles se jettent dans une sorte de « gouttière » (B sur la figure 65) orientée Est-Ouest. Cette gouttière est limitée au Sud par un seuil (C sur la figure 65).

Ce seuil correspond à une construction sédimentaire complexe (figure 53). Ce corps sédimentaire semble s'appuyer sur une partie haute probablement en liaison avec une



remontée diapirique (D sur la figure 65). A l'Est de cette construction se situe la seule entaille visible à la bordure Sud de la région « Lacanau-Hourtin » (E sur la figure 65).

- carte des isopaques de l'unité U3 (figure 66)

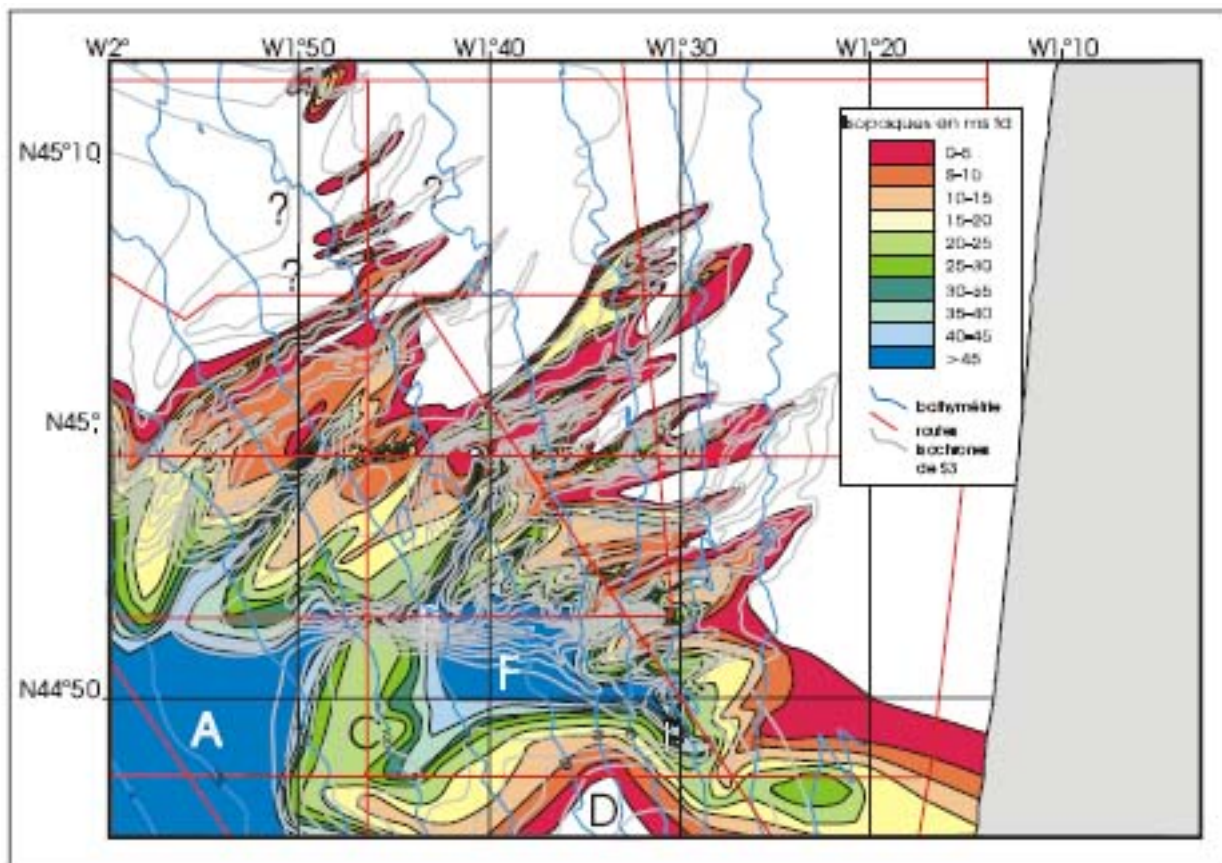


Figure 66 : Carte des isopaques de l'unité U3 en ms td. Sur cette carte, la zone vers où convergent les entailles (A) correspond à une zone d'accumulation au niveau de la dépression du Cap Ferret. Le chenal principal orienté E-W (B) est visible. A l'amont de ce chenal (F), on retrouve une zone d'accumulation. Le haut-fond (C) se marque à l'Ouest par des épaisseurs plus importantes. La zone de bombement diapirique (D) est marquée par une diminution de l'épaisseur de l'unité U3. Le chenal méridional (E) correspond à un corps sédimentaire fluvio-estuarien de plus forte épaisseur.

Le remplissage des entailles indique une direction de remplissage vers le Sud-Ouest. Deux directions particulières se distinguent cependant :

- à l'Ouest, une zone d'accumulation (zone A de la figure 66) en relation directe avec la dépression du Cap Ferret,
- vers la partie médiane, un petit bassin « interne » (zone F de la figure 66) isolé de la zone A par un haut-fond (zone C de la figure 66),
- enfin une zone d'accumulation particulière (zone D de la figure 66) constituée par le corps sédimentaire complexe décrit un peu plus haut.

Ainsi les entailles confluent vers des zones d'accumulation composées de dépressions qui sont en relation soit avec la dépression du Cap Ferret (zone A), soit avec un petit bassin



dépressionnaire (zone F-E) dont nous verrons la signification plus loin.

La direction de ces entailles et la reprise d'entailles déjà existantes suggèrent une orientation privilégiée (réseau de failles ou d'accidents tectoniques) et une seule direction d'apport (NE-SW). Toutes ces dispositions seraient donc liées, ou influencées, par une structure profonde Crétacé ou plus ancienne.

### 2-4-3 Interprétation

La mise en place de la dernière série d'entailles (figure 67) témoignerait d'une nouvelle chute du niveau marin. Les caractéristiques de la surface érosive S3 à laquelle sont associées ces entailles sont semblables à celles de la troisième génération (U4-4). Cette surface correspond à la dernière grande phase d'érosion responsable d'entailles étroites et profondes, essentiellement localisées entre N45°15 et la flexure Celte-Aquitaine. Ces entailles confirmeraient l'installation d'un réseau fluvial, au niveau du Médoc, transportant une charge sédimentaire constante et dont l'équivalent ne semble pas exister à cette époque à l'Ouest de la Gironde actuelle. Les entailles, coalescentes, se dirigent vers le Sud-Ouest en direction de la dépression du Cap Ferret (figure 65). Elles passent d'un remplissage plus grossier au Nord-Est et à l'Ouest, formé en une seule ou deux phases, à un remplissage constitué de plusieurs phases vers le Sud-Ouest : vers le Nord-Est et l'Ouest, les entailles, proches des sources d'apport, sont rapidement comblées par du sédiment grossier (faciès chaotiques, peu de réflexions continues) alors que celles situées au Sud sont les dernières à se remplir avec du sédiment plus fin qui se dépose en « onlap ». Contrairement aux entailles plus septentrionales, leur remplissage semble couvrir un intervalle de temps plus important puisque certaines d'entre elles ne se sont définitivement comblées que lors de la mise en place de la dernière unité sismique U1 (figure 52).

L'évolution spatiale de ces entailles est schématisée sur la figure 68. Sur ce schéma, les différentes entailles montrent une évolution du Nord vers le Sud et d'Est en Ouest qui va dans le sens d'un élargissement et d'un approfondissement de ces entailles. Cette disposition résulte de la convergence des entailles (ou paléo-vallées) vers la dépression signalée sur les cartes isochrones et isopaques (figures 65 et 66). Cette dépression, en forme de gouttière, longe la flexure Celte-Aquitaine pour rejoindre la dépression du Cap ferret à l'Ouest. Le creusement de ces entailles s'est probablement effectué en période de bas niveau marin. Lors de la remontée du niveau marin, l'accroissement du taux de sédimentation et le déplacement

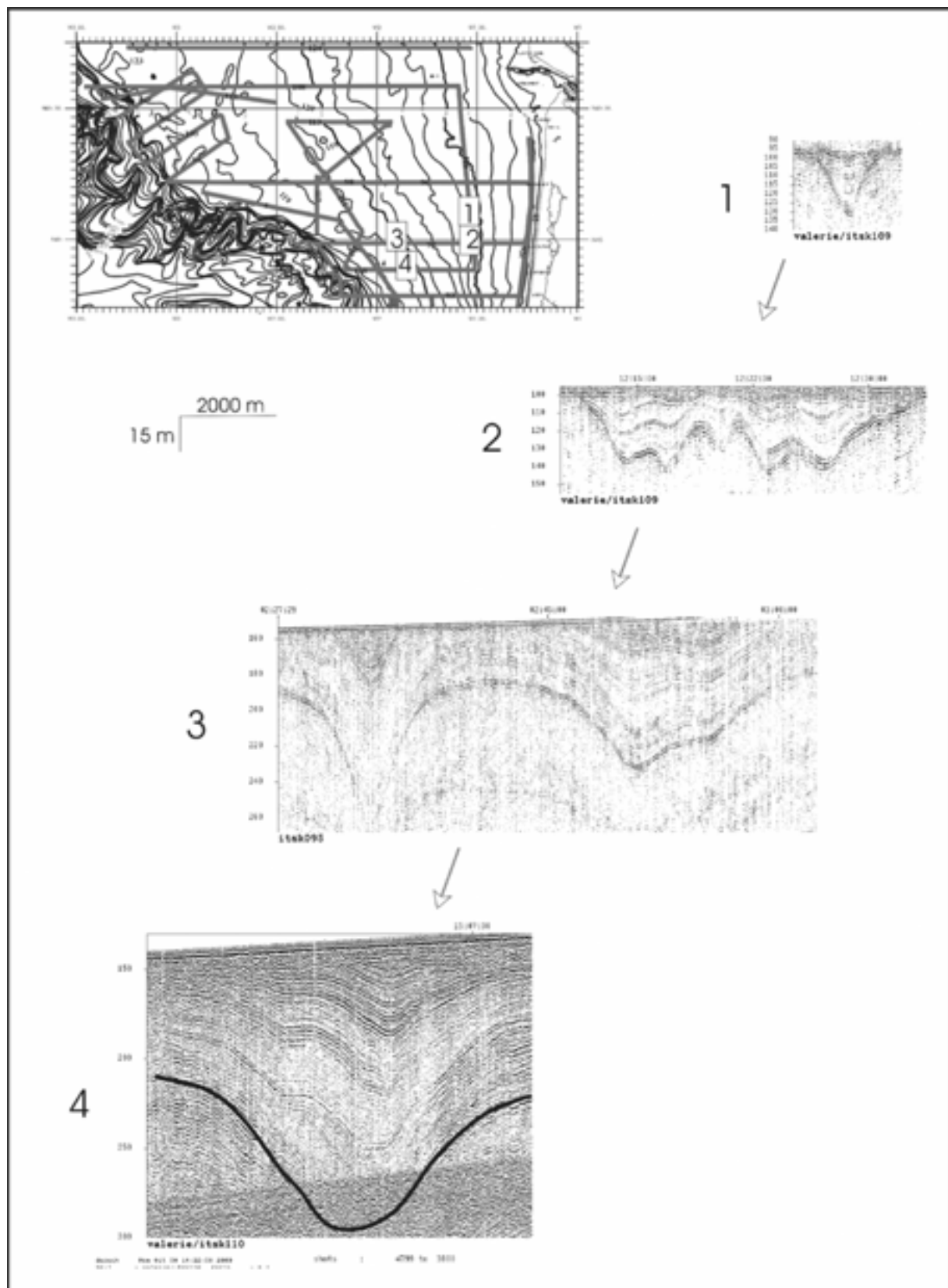


Figure 67 : Entailles de l'unité U3. Détails de profil sismique très haute résolution montrant le passage horizontal d'entailles de petites tailles et à remplissage faiblement lité (1) à des entailles de tailles de plus en plus importantes avec une augmentation du nombre des réflexions (4) au niveau du remplissage.

des « dépôts-centres » vers l'amont vont provoquer l'accumulation de sédiment d'abord dans la gouttière en dépression pour constituer le « corps sédimentaire complexe ». Ce corps montre des structures internes évoquant des édifices tidaux (banc d'estuaire ou environnement fluviaux estuarien). Par la suite, avec la poursuite de la remontée du niveau marin, les entailles elles-mêmes se colmatent.

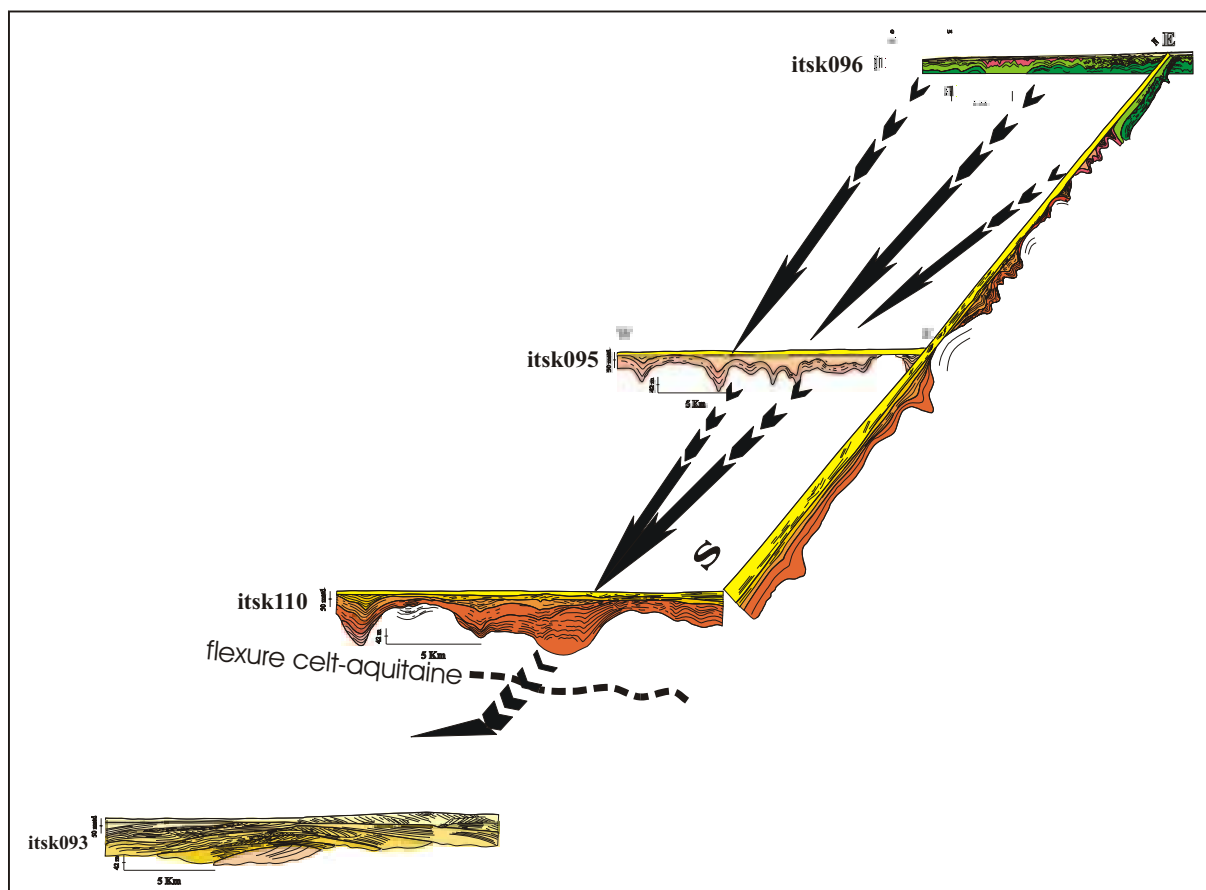


Figure 68 : Schéma synthétique de l'évolution des entailles de l'unité U3 et de leur remplissage. Les entailles se développent vers le Sud et le Sud-Ouest jusqu'au profil itsk093, au Nord du Bassin d'Arcachon, qui constitue un point-haut.

## **2-5 Unité U2**

### **2-5-1 Faciès sismiques**

L'unité sismique U2 est limitée à sa base par une discontinuité S2 qui se remarque aisément (figures 58 et 69) par, d'une part, une plus forte amplitude et, d'autre part, une discordance angulaire avec les réflexions de l'unité précédente. Elle constitue un prisme sédimentaire d'extension limitée à la bordure externe de la plate-forme (figure 69). Le prisme se termine vers l'Est en biseau aux alentours des isobathes 130 à 110 m. Vers l'Ouest, il s'ouvre en « foreset » de progradation. La surface basale S2 se confond, au niveau du biseau, avec la discontinuité supérieure S1. La majeure partie de la plate-forme « Ouest-Gironde » se trouve dépourvu de dépôt sédimentaire correspondant à l'unité U2.

Il est possible de distinguer deux sous-unités qui sont séparées en bordure de plate-forme par une surface de plus forte amplitude et de meilleure continuité que les autres réflexions (figure 69) ou par une zone plus chaotique comprenant de petites entailles isolées. Au Sud, dans la région de « Lacanau-Hourtin », la surface S2 présente des incisions localisées au-dessus des entailles décrites précédemment dans l'unité U3.

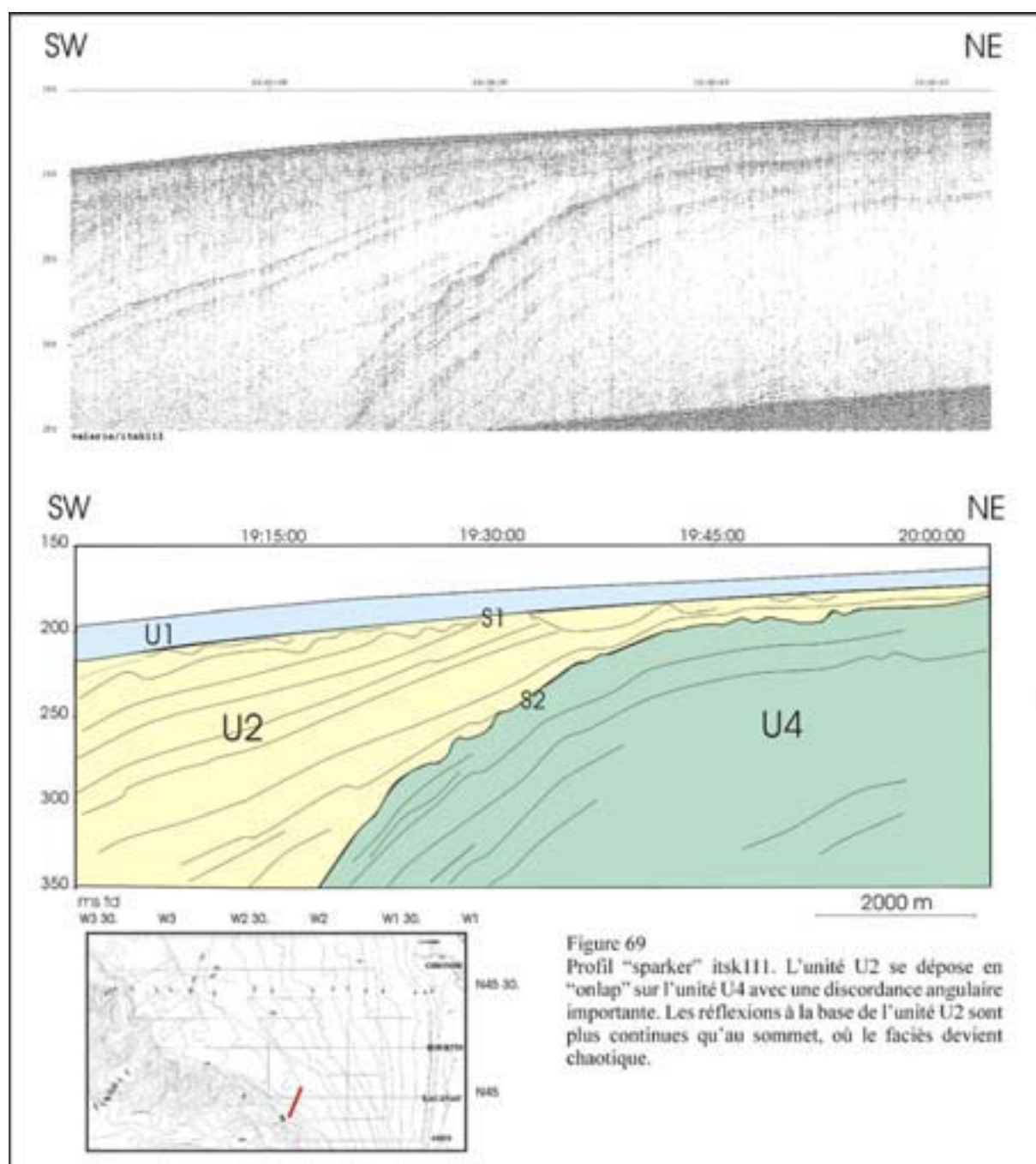
Sur la plate-forme externe, la sous-unité inférieure se caractérise par un faciès à réflexions bien litées, quoique relativement discontinues. Elle peut se déposer en « onlap » et comble les quelques dépressions de faible amplitude affectant la discontinuité S2 (figure 57). Au sommet du talus, dans le prisme progradant, la sous-unité inférieure devient progressivement transparente (figure 62). Ceci ne peut être mis entièrement sur le compte d'une atténuation du signal puisque l'on retrouve plus bas les réflexions de l'unité U3 bien marquée.

La sous-unité supérieure apparaît, par contre, plus hétérogène et moins bien structurée, avec des alternances des faciès transparents, chaotiques et parfois lités (figure 57). En haut du talus, dans le prisme progradant, elle devient mieux structurée avec des réflexions de forte amplitude mais dont la continuité diminue vers le sommet de l'unité, ainsi qu'au niveau des « topsets » où le faciès est de plus en plus chaotique (figures 58 et 69).

Cette disposition en deux sous-unités est une des caractéristiques essentielles de cette unité sismique. Elle se retrouve plus au Sud, sur la plate-forme Sud-aquitaine.

Au Nord, la sous-unité supérieure est moins bien individualisée qu'au Sud (figures 57 et 58). Plus on se déplace vers le Sud, plus cette sous-unité se démarque de la sous-unité inférieure par un faciès hétérogène avec des réflexions de forte amplitude (figure 62). Des

entailles y sont visibles et leur nombre augmente notablement en direction du Sud (figures 57, 58 et 62).



La partie progradante du prisme évolue nettement du Nord vers le Sud. Au Nord, en bordure de la pente armoricaine, le prisme est relativement peu épais (figure 58). Ses limites, inférieure et supérieure, sont relativement régulières, à rares incisions de faible amplitude.

Vers le Sud, la partie progradante du prisme augmente d'épaisseur (figure 57) pour atteindre un maximum de puissance sur la bordure nord de la dépression du Cap Ferret

(figures 62 et 69) où les trois dépressions synformes (figure 64) sont remplies par l'unité U2. Ce remplissage est épais d'environ 600 ms td pour la dépression Nord et 400 ms td pour la dépression Sud.

La sous-unité inférieure montre un faciès relativement homogène, surtout dans les dépressions centrales et Sud où les réflexions sont de bonne continuité avec une disposition drapante ou divergente. Plusieurs petites entailles emboîtées et à remplissage transparent apparaissent sur le flanc méridional de la dépression Sud. Elles migrent vers le haut de pente dans le temps. Dans la dépression Nord, les réflexions sont plus irrégulières et des dispositions en petits chenaux sont visibles.

La limite entre la sous-unité inférieure et la sous-unité supérieure est constituée par des entailles ou de têtes de paléo-canyons, visibles au niveau de la dépression centrale, et par une surface de discontinuité présentant une amplitude plus forte et un caractère érosif (notée (a) sur la figure 64).

La sous-unité supérieure se dépose en onlap. Les réflexions s'approfondissent en direction du Nord-Ouest. Elles sont régulières et à disposition drapante. Un nouveau faciès apparaît vers le Nord-Ouest dans la dépression Nord. Il est plus hétérogène et présente des réflexions souvent sub-horizontales de style parfois progradant, parfois drapant, parfois en petits chenaux et des incisions de paléo-vallées à remplissage polyphasé. En bordure Nord de cette dépression, on observe une zone occupée en surface par l'incision actuelle d'une des têtes du canyon du Cap Ferret et qui contient une série de failles provoquant des déformations dans l'organisation des réflexions.

On constate que les entailles deviennent plus fréquentes vers l'Ouest et vers le sommet de l'unité U2.

Sur la région dénommée « Lacanau- Hourtin » où se situe le réseau d'entailles, l'unité U2 correspond à la fin du comblement des entailles décrites précédemment dans l'unité U3. Ce comblement se fait en continuité entre les unités U2 et U3. Sur un certain nombre de profils (figures 53 et 56), l'unité U2 débute, par un faciès plus transparent. Vers le sommet, les réflexions deviennent progressivement de plus en plus nombreuses, de plus forte amplitude et prennent une disposition divergente. Les dépôts sont plus réguliers, il n'y a plus de déformations. Ces remplissages d'entailles passent vers l'Ouest à des prismes de bordure de plate-forme (figure 57).

### 2-5-2 Carte des isochrones de la discontinuité S2 et carte des isopaques de l'unité U2

L'unité U2 constitue un prisme sédimentaire limité à la bordure externe de la plate-forme Nord-aquitaine, sauf au niveau de la région « Lacanau-Hourtin ». Elle est absente sur la plus grande partie du plateau, probablement du fait d'une importante phase érosive qui s'est produite plus tard. A partir du biseau sédimentaire la surface S2 se confond, vers l'Est, avec la surface S1. Sur la carte des isochrones (figure 70), deux régions se distinguent :

- dans la partie la plus septentrionale, une région dite « Ouest-Gironde » où les isochrones ont une disposition régulière, contrôlée par la pente régionale. Ils marquent une progradation vers l'Ouest,
- plus au Sud, en bordure de la dépression du Cap Ferret, des petites indentations ou incisions apparaissent progressivement. Leur nombre et leur taille augmentent en direction du Sud-Est pour constituer un important réseau d'entailles décrit plus haut (figure 59) à propos de l'unité U3 au niveau de la région « Lacanau-Hourtin ».

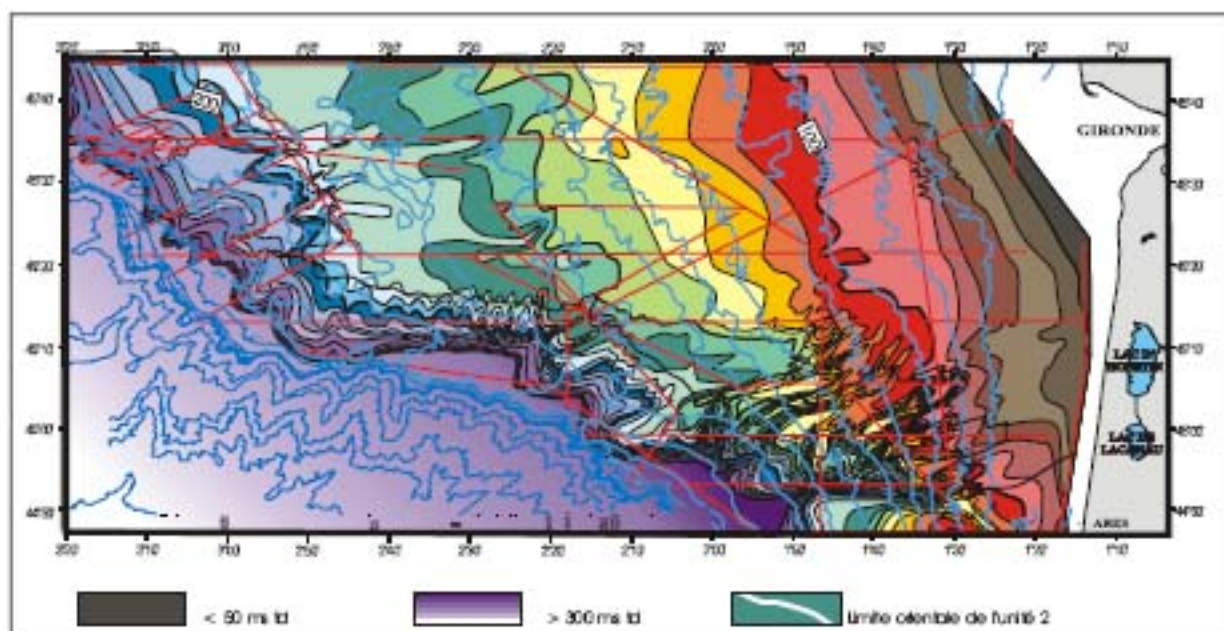


Figure 70 : Carte des isochrones de la surface S2 en ms td. Plusieurs domaines sont visibles: (1) le domaine de entailles au Sud (région « Lacanau-Hourtin ») et (2) une plate-forme peu accidentée au Nord et au Nord-Est. Cette dernière montre de nombreuses têtes de canyons à l'Ouest.

La carte des isopaques de l'unité U2 (figure 71) montre l'extension limitée de cette unité à la bordure extrême de la plate-forme (jusqu'à l'isobathe 140 m). Vers le Sud, cette unité est conservée légèrement plus loin vers l'Est où elle est présente vers 110 m de profondeur. A l'extrémité méridionale, dans la région « Lacanau-Hourtin », elle rejoint le



plateau interne vers l'isobathe 50 m. De plus, les isopaques au Nord sont espacés alors qu'au Sud ils se resserrent. Une érosion importante a dû se produire postérieurement au dépôt de cette unité, principalement sur le large plateau « Ouest-Gironde ». Il s'agit d'une phase unique résultant de l'émersion de la plate-forme continentale avec aplanissement et mise à jour des sédiments du secondaire au niveau de l'embouchure de la Gironde (Castaing *et al.*, 1974).

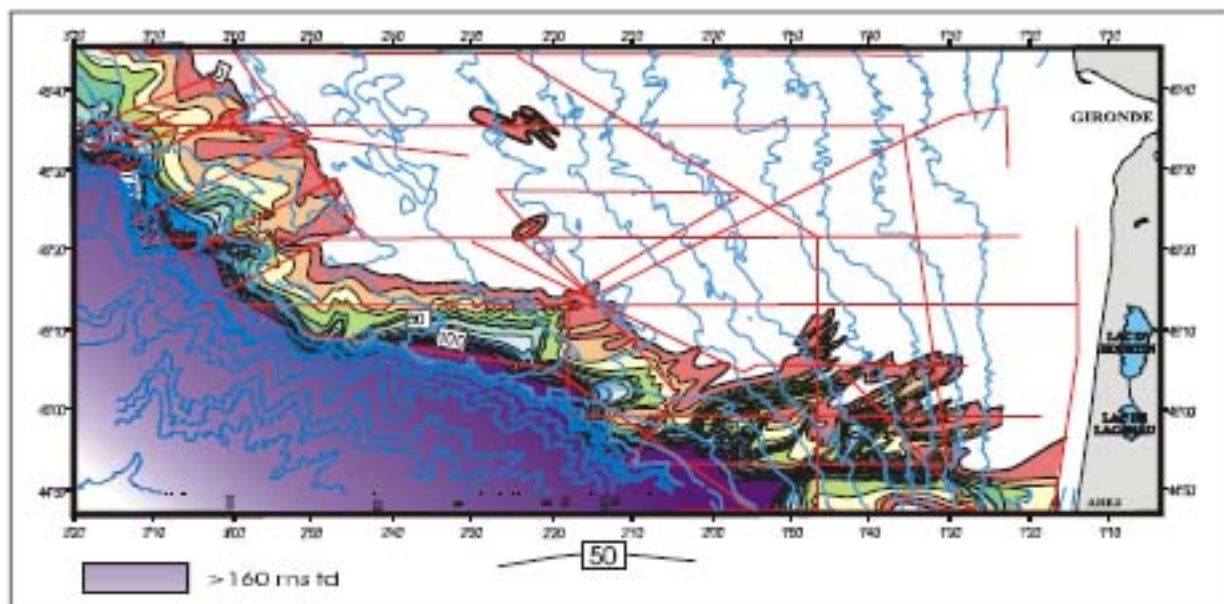


Figure 71 : Carte des isopaques de l'unité U2 en ms td. L'unité U2 n'est présente qu'à l'Ouest et au Sud de la plate-forme. Au Sud, elle correspond au remplissage des entailles des unités U4 et U5.

Les différences morphologiques entre la partie septentrionale (plateau « Ouest-Gironde ») et la partie méridionale (région « Lacanau-Hourtin ») peuvent dépendre de plusieurs facteurs :

- physiographique,
- lithologique,
- structural.

Le facteur physiographique va contrôler principalement les processus hydrodynamiques. Le plateau « Ouest-Gironde » très étendu et de très faible pente régionale est soumis principalement à l'action de la houle et des vagues qui vont constituer une vaste surface d'abrasion comme le signale Vanney (1977) pour une grande partie de la plate-forme armoricaine. L'érosion linéaire (entailles) est réduite et les incisions fluviales y sont peu représentées et de faible profondeur. Par contre, sur la bordure Sud, au niveau de la région « Lacanau-Hourtin », la pente devient plus forte en direction de l'axe dépressionnaire



Parentis-Cap Ferret. Ceci favorise l'érosion linéaire et la création d'incisions ou d'entailles nombreuses et profondes.

Le facteur lithologique renforce le caractère de plate-forme d'abrasion au Nord. En effet, cette région très plate pourra être émergée sur de grandes distances à la moindre variation du niveau marin. De vastes zones pourront être soumises à une induration diagénétique et constituées un fond rocheux déjà décrit (« croches »). Au Sud, par contre, le fond moins soumis aux fluctuations du niveau marin, plus tendre, est plus facilement affecté par l'érosion linéaire.

Enfin, le facteur structural a un fort impact sur la différence morphologique entre les deux régions. Au Nord, la région « Ouest-Gironde », constituant le prolongement du plateau armoricain, possède ses caractéristiques morphostructurales, à savoir sa stabilité voire, comme le signale Vanney (1977), une légère tendance à la remontée des bordures, ce qui renforce l'impact des deux facteurs précédents. Sur la bordure méridionale, par contre, le découpage de la plate-forme par un réseau de fractures et d'effondrements favorise l'installation des incisions et des entailles.

### **2-5-3 Interprétation**

#### **2-5-3-1 La surface S2**

La discontinuité S2, confondue avec la discontinuité S1 sur une grande partie de la plate-forme nord-aquitaine, n'est visible qu'à partir de la plate-forme moyenne. Dans la région « Ouest-Gironde », cette surface est affectée par un certain nombre d'entailles larges et peu profondes qui indiquent une phase érosive importante.

Dans la région « Lacanau-Hourtin », la surface S2 ne présente pas des caractéristiques érosives bien marquées (les réflexions des unités U2 et U3 sont plus ou moins en conformité) : la diminution du niveau marin responsable de cette surface ne semble pas avoir beaucoup joué sur l'alimentation des paléo-canyons, qui paraît régulière et qui devrait s'effectuer en milieu immergé compte-tenu de la position bathymétrique et surtout du faciès sismique de remplissage de ces entailles (drapant ou divergent). Ces entailles s'apparenteraient donc à des vallées sous-marines ou des têtes de canyons.

Vers l'Ouest, sur la plate-forme externe longeant la dépression du Cap Ferret, la surface S2 souligne trois dépressions (figure 64). Les dépressions centrale et Sud ne formeraient au départ qu'un seul bassin. Des complications structurales postérieures, peut-être

provoquées par du diapirisme, donnent une déformation antiforme. Cette déformation est accompagnée de failles et séparerait la dépression d'origine en deux bassins. Ces phases structurales, en formant des zones en dépressions, favoriseraient ici le passage des sédiments.

La progradation de cette unité se fait en direction de l'Ouest ou du Sud-Ouest. Les épaisseurs augmentent de façon importante vers le Sud où elles atteignent leur maximum dans les dépressions Nord et Sud (figure 64).

### **2-5-3-2 La sous-unité inférieure**

Elle se dépose en « onlap » avec un discordance angulaire, bien marquée surtout au Nord et au Nord-Ouest, qui traduirait un changement dans la direction des apports. Elle comble les gouttières et les entailles soulignées par la surface S2, probablement à la suite d'une augmentation de l'espace disponible (transgression ? subsidence ?). Son épaisseur augmente en direction du Sud (figures 57 et 69). La sous-unité inférieure se caractérise par un faciès relativement régulier (transparent ou avec des réflexions de faible amplitude) constitué de sédiments homogènes sur l'ensemble de la plate-forme nord-aquitaine. Les conditions de dépôt ne varieraient pas, comme lors d'une stabilisation en haut niveau marin.

Dans la région « Lacanau-Hourtin », le remplissage des entailles débute par un faciès homogène similaire à celui que l'on retrouve sur l'ensemble de la plate-forme. Il indiquerait un changement dans la sédimentation à la suite de la formation de la surface S2.

A l'Ouest, sur la plate-forme externe longeant la dépression du Cap Ferret, de petits chenaux viennent éroder la partie inférieure de ce faciès et l'unité sous-jacente (figure 64). Ils se situent sur le versant méridional de la dépression Sud et se mettraient en place sous des conditions énergétiques élevées. Ils pourraient correspondre à une zone d'instabilité du sédiment au niveau du corps sédimentaire complexe situé à la limite Sud de la région (figure 53). Ces chenaux se retrouvent aussi dans la dépression Nord où ils perturbent l'homogénéité des sédiments.

### **2-5-3-3 Le passage entre les sous-unités inférieure et supérieure**

Dans la région « Ouest-Gironde », la sous-unité inférieure est érodée par des entailles (figures 57 et 58). Sur la plate-forme externe de la région « Lacanau-Hourtin », la limite entre les deux sous-unités est marquée par des réflexions de plus forte amplitude, avec ou sans

entailles (figures 64 et 69). Vers l'Est, au niveau du réseau d'entailles, aucune limite bien définie n'est visible si ce n'est le passage entre un faciès transparent, homogène et des réflexions de plus forte amplitude.

Ces changements de faciès signalent une augmentation de l'énergie de dépôt. La présence des entailles sur plusieurs profils distants (figures 57, 58 et 64) témoigne d'un changement régional probablement lié à une chute du niveau marin.

#### **2-5-3-4 La sous-unité supérieure**

Elle correspond à un milieu de sédimentation plus agité caractérisé par un faciès plus chaotique comprenant des réflexions de forte amplitude. La diminution de la continuité des réflexions et le faciès de plus en plus chaotique vers le sommet correspondrait à une augmentation de l'énergie du milieu de dépôt (figures 57, 64 et 69). Les différences d'impédance acoustique importante marquent, entre autres, des variations lithologiques ou granulométriques des strates : ces variations dans la nature des apports peuvent être liées à des variations dans la compétence des cours d'eau, en partie régis par le climat qui contrôle aussi les variations du niveau marin. Ce dernier doit maintenant alterner chutes et hauts niveaux marins.

Dans la région « Lacanau-Hourtin », le remplissage des entailles se poursuit par des discontinuités internes de plus forte amplitude qui marquent des changements dans la sédimentation. Cependant, à l'échelle de la résolution des profils, ces discontinuités ne sont pas érosives et se mettent en place en « onlap » (faciès divergent) : il n'y a pas de phases de surcreusement des entailles. Ces discontinuités seraient plus liées à des hiatus de sédimentation, à un changement dans le type de sédimentation ou à un classement des sédiments car leur nombre augmente vers le Sud. Le remplissage des entailles évolue vers l'Ouest à des prismes de bordure de plate-forme.

A l'Ouest, sur la plate-forme externe longeant la dépression du Cap Ferret, la sous-unité supérieure finit de combler les dépressions Nord, centrale et Sud. Elle est constituée de deux parties. La partie basale est relativement régulière et rappelle en partie la sous-unité inférieure. La partie sommitale, uniquement présente au niveau de la dépression Nord, est constituée de réflexions interrompues par des paléo-canyons.

La disposition divergente bien visible dans les dépressions centrale et Sud (figures 63 et 64), indiquerait que ces dépressions ont pu être soumises à une subsidence au cours de leur

remplissage. Il n'en est pas de même pour la dépression Nord où les réflexions sont en majorité sub-horizontales, sauf dans la zone de la tête de canyon actuelle soumise à des déformations liées à des phénomènes d'instabilité. La présence de cette tête de canyon à l'Ouest et le décalage des entailles vers le Nord-Ouest indiqueraient une migration des apports en direction de l'Ouest responsable de la discordance angulaire visible sur de nombreux profils sismiques (figures 70 et 72).

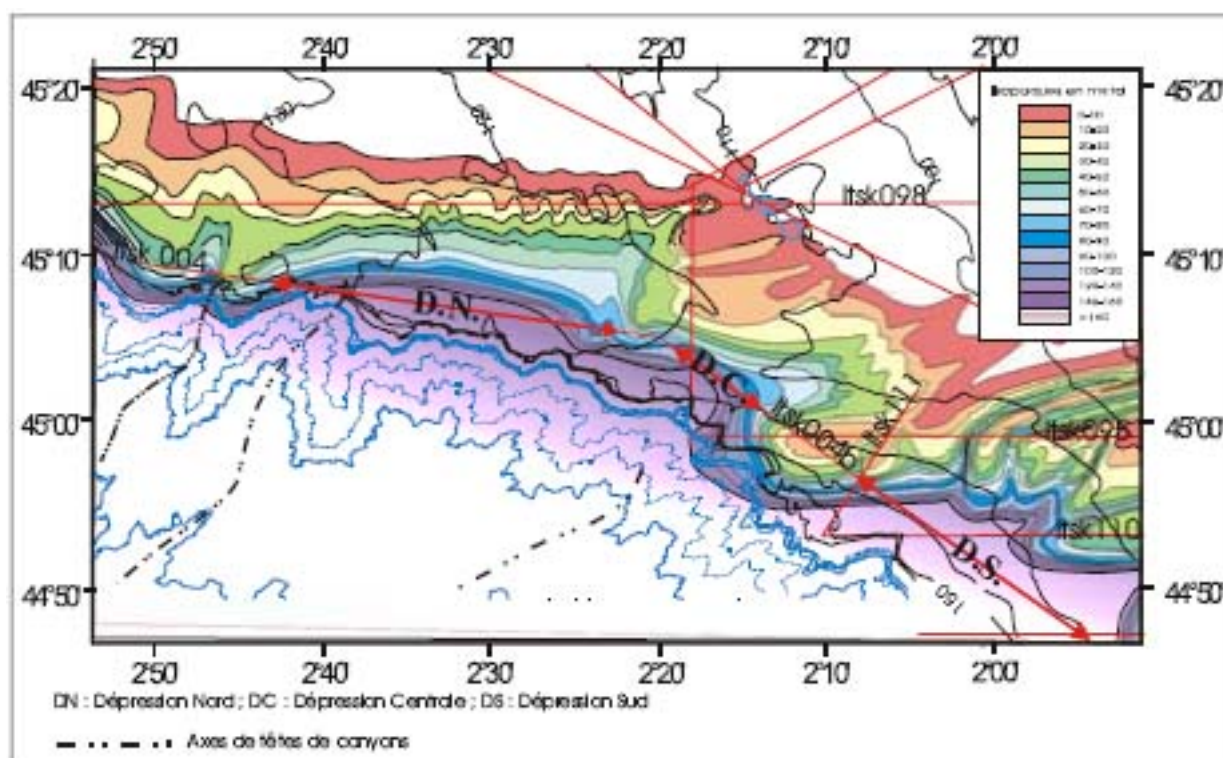


Figure 72 : Détail de la carte des isopaques de l'unité U2 (figure 71) en ms td.

Contrairement à la région Lacanau-Hourtin qui est bien drainée, la région « Ouest-Gironde », surtout au-dessus de la latitude N45°30, présente peu d'entailles qui sont localisées en bordure de plate-forme.

Au Sud de la zone, l'unité U2 comble une dépression particulière (figure 53) : située à l'Est, elle est plus large et plus complexe que celles décrites jusqu'ici plus au Nord et a donc une origine différente. Son remplissage est constitué de réflexions qui se déposent en « onlap », à la suite d'une augmentation de l'espace disponible.

## **2-6 Cadre stratigraphique des unités du substratum**

L'étude des processus qui ont présidé à la mise en place des dépôts sédimentaires cénozoïque de la plate-forme nord-aquitaine ne peut être abordée que par l'analyse sismostratigraphique, où stratigraphie séquentielle, telle qu'elle est définie dans la première partie. Or celle-ci nécessite un cadrage chronostratigraphique relativement précis. L'absence de carottages longs, et de forages, sur la plate-forme nord-aquitaine rend difficile et hypothétique l'interprétation stratigraphique. Cependant, la comparaison avec les travaux antérieurs effectués ont permis de mieux cerner la stratigraphie des différentes unités:

- sur la plate-forme continentale (Frappa, 1975 ; Robert, 1964 et Vanney et al , 1970),
- sur la marge nord du Bassin Aquitain (Caralp *et al.*, 1960 ; Marionnaud, 1967 ; Alvinerie *et al.*, 1970 ; Klingebiel *et al.*, 1992),
- par la corrélation avec les unités de la plate-forme sud-aquitaine où les investigations pétrolières sont plus nombreuses.

Si on compare l'écorché géologique de la figure 90, représentant les affleurements des unités sismiques sous l'unité 1, à l'Atlas Géologique du plateau continental aquitain (BRGM) ou à la carte au 1/250 000 du plateau continental, on constate que le tracé des formations et des unités sismiques présente une certaine similitude.

Le tableau de stratigraphie séquentielle de la figure 73 propose un essai qui semble le plus plausible de corrélation des limites d'unités sismiques décrites précédemment avec les limites de séquences selon le diagramme de Vail *et al.* (1984 et 1987) et d'Hardenbol *et al.* (1998). Ces limites de séquences sédimentaires correspondent à des surfaces de discordance pouvant passer latéralement à des surfaces de concordance. Ces surfaces sont générées par une chute du niveau marin (régression) passant par le point d'inflexion maximal de la courbe de variation eustatique du niveau marin (maximum de vitesse de chute eustatique). Ces limites séquentielles pourraient correspondre aux surfaces de forte amplitude et de bonne continuité, et à caractère souvent érosif très marqué, décrites dans les chapitres précédents et interprétées comme des surfaces de discontinuités sédimentaires. Elles sont provoquées soit par une phase de non-dépôt accompagnée ou non de minéralisation et d'indurations, soit par une phase d'érosion sous-aquatique ou sub-aérienne. Les unités sismiques ainsi décrites et interprétées peuvent donc être considérées comme des séquences de dépôt.

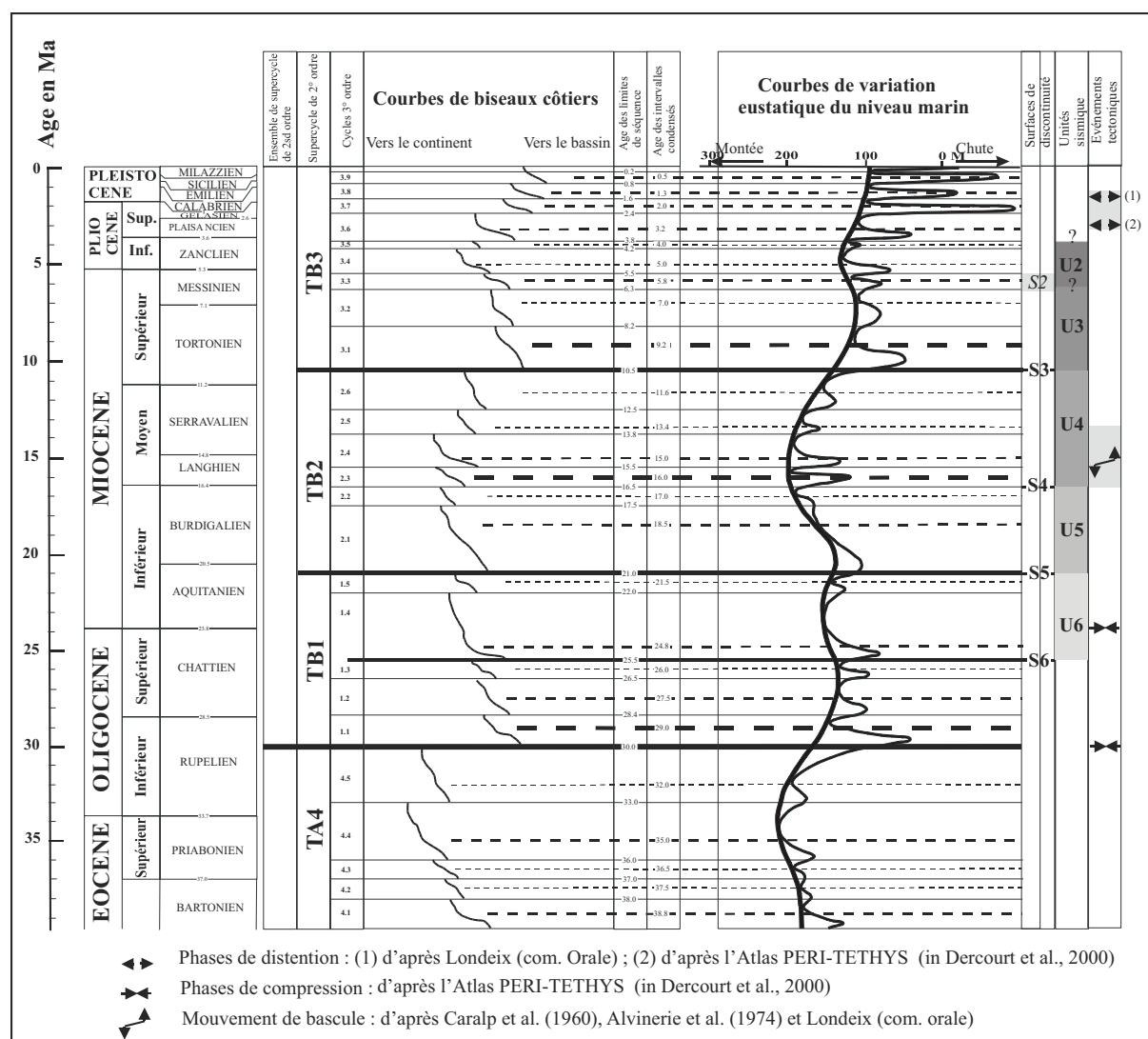


Figure 73 : Tableau de stratigraphie séquentielle corrélant les limites d'unités sismiques de la plate-forme nord-aquitaine avec les limites de séquences selon le diagramme de Vail et al. (1984 et 1987) et d'Hardenbol et al. (1998).

Du fait de la pénétration insuffisante de la sismique, la surface S6, représentée sur le tableau de la figure 73 n'a jamais été observée sur les coupes sismiques très haute résolution, sauf peut-être sur la partie la plus septentrionale. Le sommet de l'unité U6 est considéré comme notre substratum acoustique dont la limite se matérialisait par la surface de discontinuité S5 (limite inférieure de l'unité sismique U5). Cette surface S5 se marque avant tout par une forte amplitude sismique et un caractère érosif très net.

L'unité U5 est limitée à sa base par la surface de discontinuité S5 qui serait provoquée par la régression décrite sur le continent par de nombreux auteurs dont Cahuzac et al. (1997) à la limite Aquitanien-Burdigalien vers 21 Ma. Cette unité, qui pourrait correspondre à une période de sédimentation calme, carbonatée, avec peu d'apports terrigènes, ces derniers étant piégés dans le bassin aquitain, peut être attribuée, dans son ensemble, au Burdigalien.

L'unité U4 débiterait par une surface de régression mis en place à la fin du Burdigalien (vers 16 Ma). Cette unité appartiendrait alors à la période Langhien-Serravalien. Cet âge serait confirmé par l'existence d'affleurements sous-marins de roches « helvétiques » (par comparaison avec des coupes à terre, Klingebiel *et al.*, 1968 ; Lapierre, 1969) au sommet de cette unité (« croches », figure 49). Cette âge miocène est également confirmé par croisement des profils Nord-Sud qui font le lien entre la plate-forme nord et la plate-forme sud-aquitaine où il existe un certain nombre de forages. L'unité sismique U4 était subdivisée en quatre sous-unités (U4-1, U4-2, U4-3 et U4-4) limitées par trois discontinuités « secondaires ». Celles-ci sont affectées, sur la bordure sud et sud-ouest de la plate-forme nord-aquitaine, par un réseau d'entailles. Elles pourraient donc logiquement être rattachées aux quatre cycles de troisième ordre du Miocène moyen (Langhien-Serravalien) de Vail représentés sur le tableau de la figure 73 (cycles 2.3, 2.4, 2.5 et 2.6).

Dans cette logique, l'unité U3 devrait appartenir au Tortonien. Elle est limitée à sa base par une très importante surface de discontinuité à caractère érosif très marqué que l'on mettra en correspondance avec l'importante phase régressive (vers 10,5 Ma) de la base du Tortonien.

Cette unité sismique se termine par une autre importante phase régressive qui induit la surface de discontinuité S2. Cette surface, mise en place au cours du Miocène terminal, est difficile à situer stratigraphiquement, tant les cycles eustatiques se succèdent à un rythme rapproché, ce qui présage des variations qui vont caractériser le Plio-Quaternaire. Il est probable que l'unité sismique U2 se serait mise en place au Messinien ou au Pliocène inférieur (Zancléen ?).

Ces hypothèses seraient en accord avec les travaux de Frappa (1975, figure 10) dont l'unité B ressemble à l'unité U4. La base de l'unité U2 coïnciderait avec la fin du Miocène supérieur et à l'unité A de Frappa (1975), datée du Plio-Quaternaire. Cet âge serait conforme aux données de la plate-forme Sud-aquitaine (figure 56).

## **2-7 Interprétation séquentielle des dépôts**

Chacune des unités possède des caractéristiques sismiques, et donc des modalités de dépôts différentes. Cependant, l'ensemble des unités du substratum progradent vers le Sud-Ouest et le Sud en direction de la dépression du Cap Ferret ou de l'axe reliant cette dépression au bassin de Parentis. Une seule phase structurale est nettement identifiée. Elle se produit postérieurement au dépôt de l'unité U4-1.

### **2-7-1 Les unités U5 et U6**

L'unité U6, la plus ancienne, montre des déformations cassantes vers l'Est qui pourrait s'être formée en même temps que les faciès ondulés. Elle se terminerait à la limite Aquitanien-Burdigalien (mise en place de la surface S5). Ces chutes du niveau marin ont dû exonder une grande partie de la plate-forme, laquelle passerait du domaine de plate-forme externe ou médiane à un domaine continental, indiquant une chute du niveau marin bien supérieure à 50 m.

L'unité U5 (figure 45), en discordance angulaire avec l'unité U6, débute par la sous-unité « a », mise en place après le bas niveau marin responsable de la formation de la surface S5. Cette sous-unité pourrait correspondre à un prisme mis en place en période de bas niveau marin et de début de remontée tel que défini par Posamentier *et al.* (1988). La surface qui la limite à son sommet se rattacherait, dans cette hypothèse, à la surface transgressive.

Cette surface transgressive est surmontée par une unité de dépôt U5 burdigalienne subdivisée en trois autres sous-unités (« b », « c » et « d » de la figure 45) :

- la sous-unité « b » correspond à un faciès relativement homogène relatif à des dépôts de plate-forme carbonaté, en milieu calme et à faible apport terrigène. Sa mise en place a dû avoir lieu au cours de la remontée ou en période de haut niveau marin,
- la sous-unité « c », qui se caractérise par un faciès sismique lité à forte amplitude, marque probablement un changement lithologique qui pourrait correspondre à l'enregistrement d'une phase régressive de faible amplitude,
- la sous-unité « d » montre un retour à une sédimentation plus homogène. Elle se mettrait en place à la suite d'une remontée peu marquée du niveau marin. La surface S4 serait la conséquence d'une chute plus importante du niveau marin, probablement celle à la fin du Burdigalien.



Le faciès sismique de cette unité est composé d'une stratification régulière qui peut correspondre à des alternances de strates calcaires et marno-calcaires. Paléogéographiquement, on devrait se trouver sur une plate-forme carbonatée de grande extension (mer chaude, climat de type chaud et humide, Demarcq *et al.*, 1983) avec des apports insignifiants en provenance du Massif Central. De plus, les apports issus des Pyrénées sont piégés dans les bassins pré-pyrénéen, sous-pyrénéen et le Bassin de Parentis en voie de comblement. Seules des suspensions très fines arrivent donc sur la plate-forme.

La formation du faciès ondulé et des failles qui lui sont associées est postérieure à cette unité. Elle pourrait se situer au niveau du mouvement de bascule qui se produit au Miocène moyen (Caralp *et al.*, 1960 ; Alvinerie *et al.*, 1974 ; Londeix, communication orale).

Par ailleurs, l'unité U5 semble correspondre, sur la plate-forme, aux unités B et C de Frappa (1975) et, dans le milieu profond, à la séquence II (Oligocène supérieur- Miocène moyen) de Cremer (1981). En effet, au niveau de la dépression du Cap Ferret, la séquence II coïncide avec une diminution des apports terrigènes lors d'une phase de haut niveau marin.

## **2-7-2 Les unités U3 et U4**

### **2-7-2-1 Evolution des unités sismiques**

La base de l'unité U4 serait contemporaine d'une phase tectonique et/ou eustatique à la fin du Burdigalien, pendant une chute modérée du niveau marin. Cette phase tectonique pourrait correspondre à la phase de décrochement Nord-Sud reconnue au Miocène moyen dans le milieu profond (Deregnacourt, 1981). Elle agirait au niveau du socle cristallin qui possède un comportement cassant (Martin et Frappa, 1975). Par contre, la couverture sédimentaire qui le recouvre montre un comportement plus souple (figure 51) : les failles du socle se traduisent en surface par des déformations qui constituent ce que j'ai appelé des « ondulations » ou le faciès « ondulé ».

D'autres déformations ont été signalées lors de la description de l'unité 4. Elles se traduisent par des morphologies en dômes ou antiformes encadrant des sillons ou synformes étroits et relativement profonds. Ce genre de morphologie a souvent été décrite sur des zones de remontées diapiriques de sel. De tels phénomènes diapiriques, qui prendront une grande importance dans la zone dite des « diapirs » (Cholet *et al.*, 1968) dans la partie sud-aquitaine, ne sont pas impossibles sur la bordure méridionale de la plate-forme nord-aquitaine. En effet, des remontées salifères sont signalées au large d'Arcachon sur la notice de la feuille

géologique au 1/25 000 d’Arcachon. On constate sur les schémas et les coupes présentées que ces remontées se produisent à la faveur de failles normales profondes affectant le substratum mésozoïque. Par ailleurs, Menlenkamp *et al.*, dans l’Atlas Péri-théthys (2000) signalent, à propos du bassin d’Aquitaine, qu’à la base du Burdigalien, une phase compressive provoque le rajeunissement de structures anticlinales pré-existantes et l’extrusion de diapirs.

Il semblerait que ces différentes structures, et en particulier les zones synformes à caractère subsident qui se trouve à la périphérie des antiformes, favorisent ou contrôlent la formation des entailles et des gouttières décrites dans les chapitres précédents. Il s’agit en particulier de la zone dépressionnaire en forme de gouttière (figure 65) orientée Est-Ouest entre le Nord du bassin d’Arcachon (sillon d’Arès) et la dépression du Cap Ferret. Ce sillon draine sur son versant nord une grande partie du réseau d’entailles de la région « Lacanau-Hourtin », alors que sur son versant sud se met en place un important corps sédimentaire complexe (figure 53) ancré sur un « haut-fond » (zone D de la figure 65) qui peut être interprété comme un diapir.

Du Nord vers le Sud, les pendages et l’épaisseur des unités augmentent (figures 47, 52 et 56). L’augmentation de pendage est certes dû à un plongement général des couches vers le Sud ou le Sud-Ouest et à la progradation de la plate-forme dans cette direction, mais également à des déformations du substratum plus localisées (unité U5) du type de flexures accompagnées de fractures. Ces flexures, qui s’alignent sur une direction Celte-Aquitaine NW-SE, peuvent être corrélées avec les observations faites à terre : flexure de Carcans, flexure nord-arcachonnaise (Caralp *et al.*, 1960). Sur les flexures du substratum viennent se « mouler » les dépôts suivants des unités U4 et U3 alors que des incisions se créent à la faveur des différentes fractures.

Les sédiments sont d’abord drainés vers le Bassin de Parentis puis par la dépression du Cap Ferret qui se trouve dans le prolongement de l’axe subsident par lequel transitent déjà une grande partie des apports de la région. Les apports sédimentaires sont donc plus importants vers la flexure Celte-Aquitaine.

Le Miocène moyen, dont nous n’avons pas pu distinguer le Langhien du Serravalien, se caractérise à terre, au Langhien (donc après le dépôt de l’unité U4-1), par un mouvement structural de « bascule » qui a pour effet de remonter la marge septentrionale du bassin (Caralp *et al.*, 1960 ; Alvinerie *et al.*, 1974 et les travaux récents de Londeix : communication orale). Il correspond, sur la courbe de variation eustatique du niveau marin (figure 73) à une période où dominent, globalement, les hauts niveaux marins. La remontée structurale de la

marge nord du bassin compense largement la remontée du niveau marin, provoquant même l'émersion d'une grande partie de la plate-forme continentale nord-aquitaine comme cela a été montré sur les courbes d'isopaques des figures 60 et 65. D'autre part, le Langhien, qui est l'étage le plus transgressif du Néogène, est absent sur toute la marge nord du bassin aquitain (Meulenkamp *et al.*, 2000). Il pourrait donc correspondre à l'unité U4-1 qui se biseaute vers l'Est et ne doit donc pas se retrouver à terre (figure 48). Ainsi, la région « Lacanau-Hourtin », qui constitue la marge méridionale de la plate-forme aquitaine, plonge sur l'axe subsident Cap Ferret-Parentis. Elle est soumise à d'importantes phases érosives qui vont entraîner le creusement d'entailles dont le remplissage va constituer en partie les unités sismiques U3 et U4.

Le faible nombre d'entailles au Nord de la région « Ouest-Gironde » serait la conséquence d'une absence de réseau fluvial bien développé et de l'élargissement de la plate-forme. Vers le Sud, plusieurs « faciès » de remplissage des entailles constituent des « séries » qui évoluent d'Est en Ouest lors de l'analyse de l'unité U4. La première série (U4-2) correspond à de petites entailles qui seraient de type anastomosé. Celles-ci, qui auraient une existence relativement courte, pourraient s'être formées lors de la mise en place d'une grande plaine marécageuse ou deltaïque en bordure du littoral. Elles se créeraient à la faveur d'événements violents (augmentation de la charge sédimentaire, crues, etc...). Elles seraient ensuite comblées par du sédiment grossier ou hétérogène lors de décharges plus grossières ou plus importantes ou lors de la remontée du niveau marin.

Les entailles de la deuxième série (U4-3), moins mobiles et moins nombreuses, se seraient mises en place dans un milieu moins agité (figure 55). Leur remplissage s'effectue en deux phases : une phase calme suivie d'une phase plus perturbée. Une transgression marine limitée ou l'isolement de cette zone par la formation de cordons côtiers provoquerait cette diminution d'énergie du milieu. A l'arrière, les dépôts sont calmes. Le faciès chaotique et les phases de recréusement seraient la conséquence d'une nouvelle chute du niveau marin et/ou de la destruction des cordons.

Les troisième (U4-4) et quatrième (unité U3) séries d'entailles montrent des morphologies de plus en plus profondes et érosives. Ce phénomène serait lié à la chute de plus en plus importante du niveau marin (figure 73).

Des chutes importantes du niveau marin se produisent au Serravalien. Elles pourraient être corrélées avec les différentes séries d'entailles. Ainsi, les trois dernières se mettraient en place lors d'une chute importante du niveau marin entrecoupée de deux transgressions ou stationnements marins entre -14 et -11 Ma (figure 74).

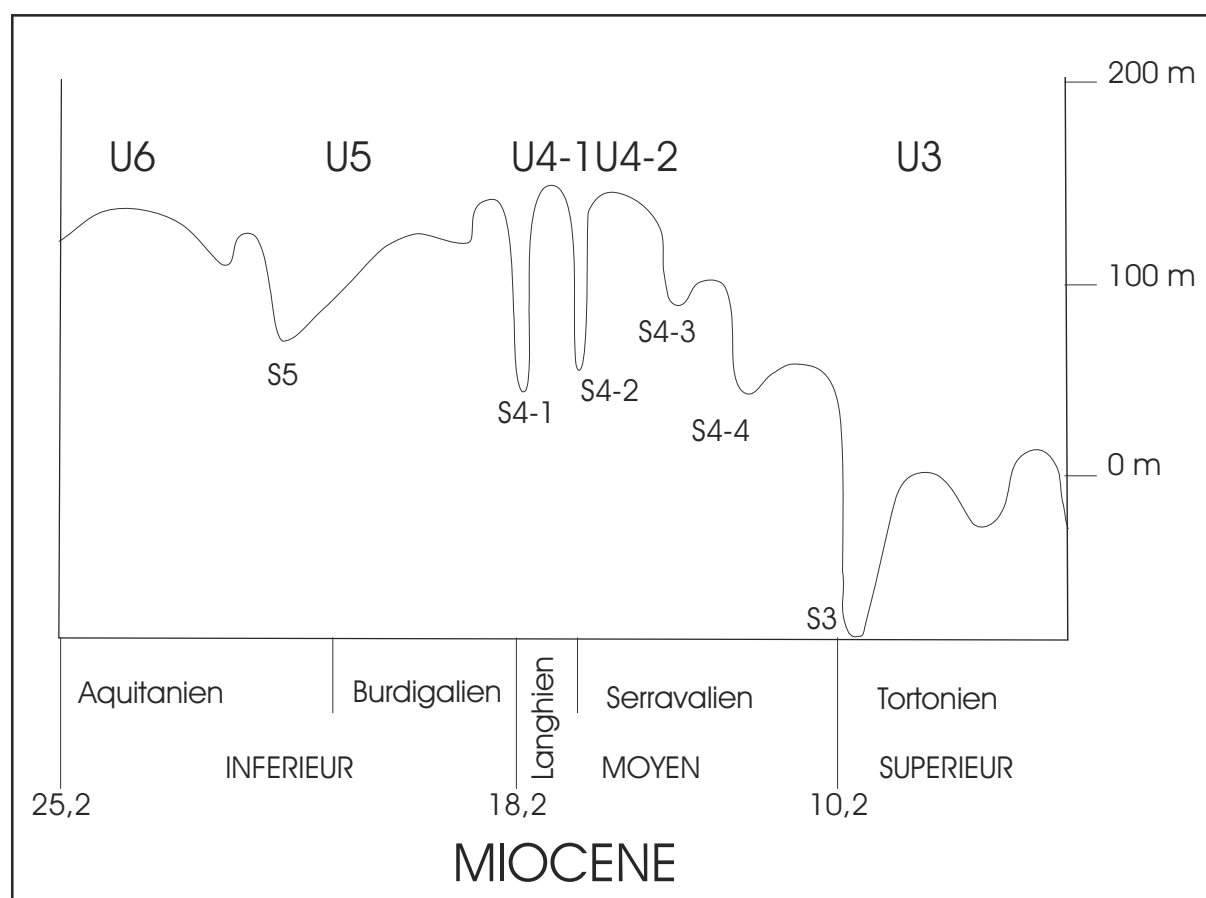


Figure 74 : Extrait de la charte stratigraphique de Haq *et al.* (1988) correspondant au Miocène. Les âges sont en millions d'années. Les unités sont replacées sur la courbe du niveau marin suivant leur âge hypothétique.

La fin de l'unité U3 se met en place pendant une période de bas niveau marin. Elle est limitée au sommet par la surface S2 qui correspondrait à la chute messinienne du niveau marin, il y a environ 5,5 Ma. Au niveau de la bordure de la plate-forme, la figure 57 montre des réflexions plus ou moins plissées parallèles à S2. Un artéfact peut être responsable de ce phénomène, mais il pourrait aussi résulter d'une phase tectonique localisée, postérieure à la formation de la surface S2. Deregnaucourt (1981) observe que le toit du Miocène supérieur, dans la plaine abyssale, comprend des sédiments grossiers qui pourrait être une conséquence des manifestations tardives de l'orogénèse pyrénéenne.

Les unités U3 et U4 seraient associées, sur la plate-forme, à l'unité B de Frappa et, dans le milieu profond, à la séquence III de Cremer (1981).

### 2-7-2-2 Les entailles (unités U3 et U4)

### **a) Evolution du réseau hydrographique**

Rosenthal (1988) puis Zaitlin *et al.* (1994) définissent deux types de vallées incisées. Le premier type correspond aux vallées incisées de piémont en relation directe avec le continent, le deuxième type aux vallées incisées de plaine côtière, mise en place sur la plate-forme lors d'une baisse du niveau marin. Elles ont un parcours moins longs et une pérennité moins assurée que les vallées incisées de piémont.

On distingue, selon la géométrie de leur remplissage, deux types de vallées incisées (Zaitlin *et al.*, 1994) :

- les vallées à remplissage simple, ne comportant qu'une seule séquence mise en place au cours d'un cycle eustatique,
- les vallées à remplissage complexe comportant plusieurs séquences mises en place au cours de plusieurs cycles eustatiques.

Selon le schéma de la figure 75, adapté de Zaitlin *et al.* (1994), une vallée incisée peut, idéalement, se subdiviser en trois segments :

- un segment proximal, le plus interne, où les changements du niveau marin se marquent uniquement par des changements dans le caractère fluvial des sédiments,
- un segment médian qui correspond aux incisions en zone estuarienne et à leur remplissage en phase transgressive par des matériaux fluvio-estuariens constitués, à la base, par des dépôts de delta de fond de baie passant vers le sommet à des dépôts de milieu de baie surmonté par des faciès de barrières, de bancs et de chenaux d'estuaires. Le tout est recouvert de sédiments fluviaux progradants de haut niveau marin (figure 75),
- un segment distal, le plus externe, dont le remplissage de l'incision est constitué par des dépôts transgressifs comprenant à la base des faciès fluvio-estuarien de bas niveau marin, surmonté par des sables et des argiles marines. Ils sont eux-mêmes recouverts par une unité progradante de haut niveau marin (figure 75).

Ce dernier segment correspond à la partie la plus profonde du système, là où les sédiments ont le plus de chance d'être conservés. Plusieurs types de surfaces peuvent être représentées à l'intérieur des vallées incisées, notamment au niveau du segment le plus distal (surface basale d'incision, surface transgressive, surfaces de ravinement). Cependant, la résolution des profils sismiques au niveau des vallées de la plate-forme nord-aquitaine ne permet pas de toutes les distinguer.

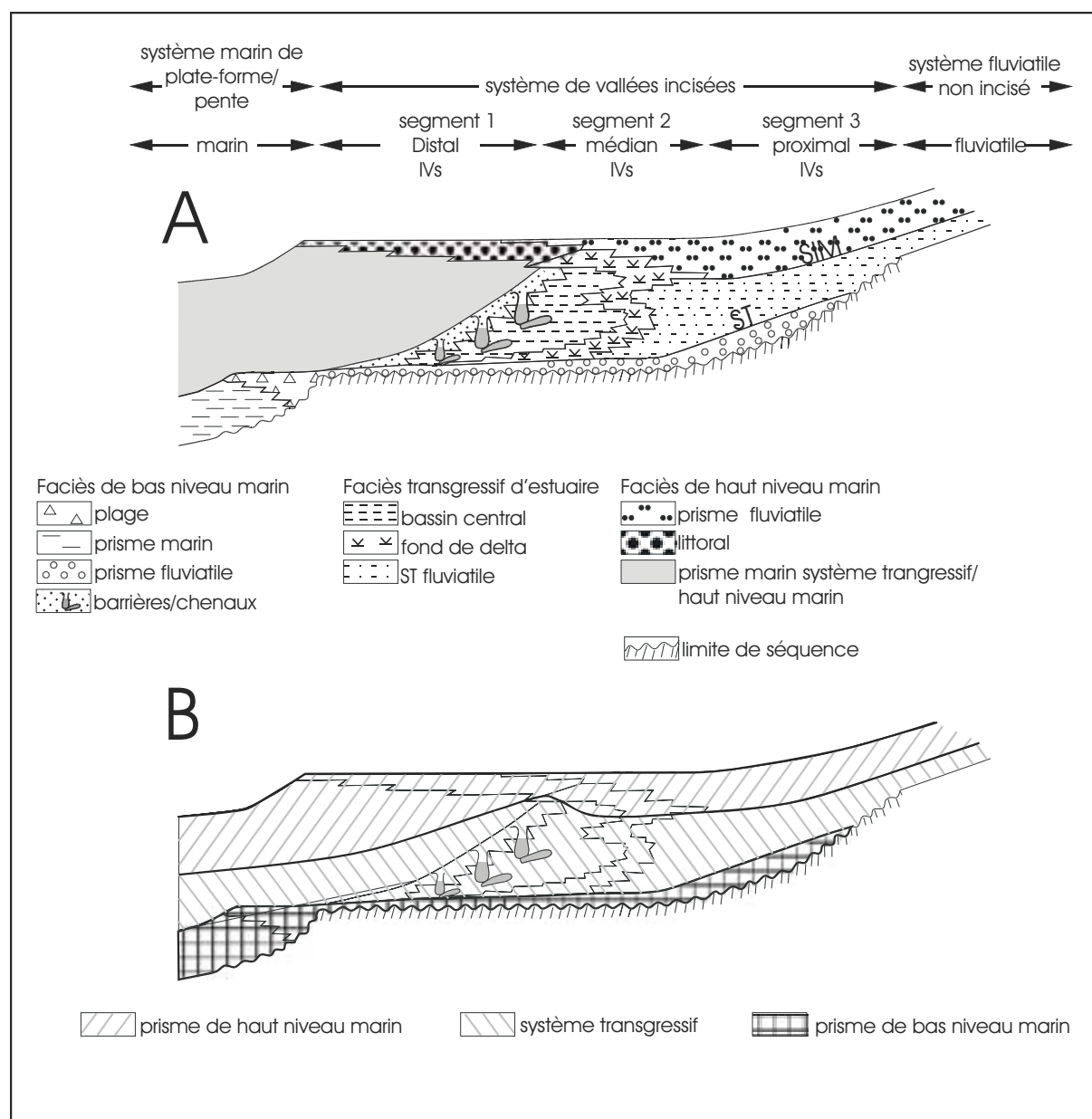


Figure 75 : Section longitudinale idéalisée d'un système simple de vallées incisées montrant la distribution de : (A) les environnements de dépôts, (B) les cortèges sédimentaires. On peut noter que les segments 1 et 3 sont typiquement plus longs que le segment 2, et par conséquent plus facile à repérer. ST = surface transgressive, SIM = surface d'inondation maximale (d'après Zaitlin *et al.*, 1994).

La disposition de ces systèmes de vallées incisées est, en général, contrôlée par la structure du substratum, ce qui expliquerait une certaine pérennité dans le parcours et la localisation de ces vallées. Seuls des phénomènes de défluviation dans l'arrière pays peuvent faire varier leurs parcours sur le plateau continental. Ainsi, les dispositions de remplissage des incisions complexes décrites par Zaitlin *et al.* (1994) proviendraient de plusieurs phases érosives liées à des fluctuations eustatiques.

Sur la plate-forme nord-aquitaine, les incisions que nous avons décrites peuvent être rattachées au modèle de Zaitlin *et al.* (1994). Nous avons vu que certaines présentent une disposition polyphasées du type des remplissages complexes de ces auteurs.

Les « quatre séries » d'entailles (figures 48 et 55) ont été décrites comme des vallées incisées pouvant se rattacher au type « de piedmont » selon la terminologie de Rosenthal (1988) et de Zaitlin *et al.* (1994). De plus, leurs incisions répétitives témoignent de la présence d'un ou plusieurs fleuves fonctionnant sur une période relativement longue (plusieurs millions d'années). Cette évolution de faciès et de géométrie d'Est en Ouest est probablement due au fait que ces profils sismiques Est-Ouest recoupent transversalement les incisions sur des « segments » ou sur des parties d'estuaires de plus en plus externe vers l'Ouest. En effet, en face de Lacanau (figure 48), ces incisions deviennent de plus en plus profondes vers l'Ouest.

L'incision la plus orientale, caractérisée par des réflexions en auge emboîtées (figure 55a), devrait correspondre, dans le cadre du modèle de Zaitlin *et al.* (1994), aux faciès de chenaux et barrières d'estuaires situés à la limite des segments médian et distal. Les entailles des figures 55b et 55c montrent des réflexions plus régulières, plus amples, pourraient alors correspondre à des vallées plus externes, c'est-à-dire au système de vallée incisée distale. Enfin, les incisions les plus externes (figure 55d) possèdent des réflexions dont la disposition quasi-drapante pourrait caractériser du remplissage de vallée sous-marine, ou de petit canyon en milieu constamment sous-aquatique et relativement profond.

La position des entailles appartenant à la première série (figures 55a et 75) peut être attribuée à un (ou plusieurs) paléo-fleuve sur la côte girondine (figure 76). Ce faciès ne semble pas se poursuivre au-delà de N45°25 au Nord au niveau de la plate-forme médiane. Les limites Sud et Ouest sont difficiles à déterminer du fait de la faible pénétration des ondes acoustiques. L'absence d'entailles le long du littoral actuel au Nord de N45°15 indiquerait soit que la côte se situait plus à l'Ouest qu'aujourd'hui et donc que le lit du paléo-fleuve, peu profond sur le continent, ait été érodé, soit que le paléo-fleuve correspondant (paléo-Dordogne ?) se situait aux alentours de la Gironde actuelle, empruntant peut-être le même passage. Les séries suivantes d'entailles se décalent vers le Sud et le Sud-Ouest (figure 76). La présence d'un paléo-fleuve anté-Pliocène au niveau d'Hourtin (Klingebiel *et al.*, 1995) confirmerait la présence de vallées incisées de piedmont en fournissant un lien avec le continent, notamment un lieu d'apport sédimentaire stable permettant la pérennité des entailles au Nord-Est du canyon de Cap Ferret.

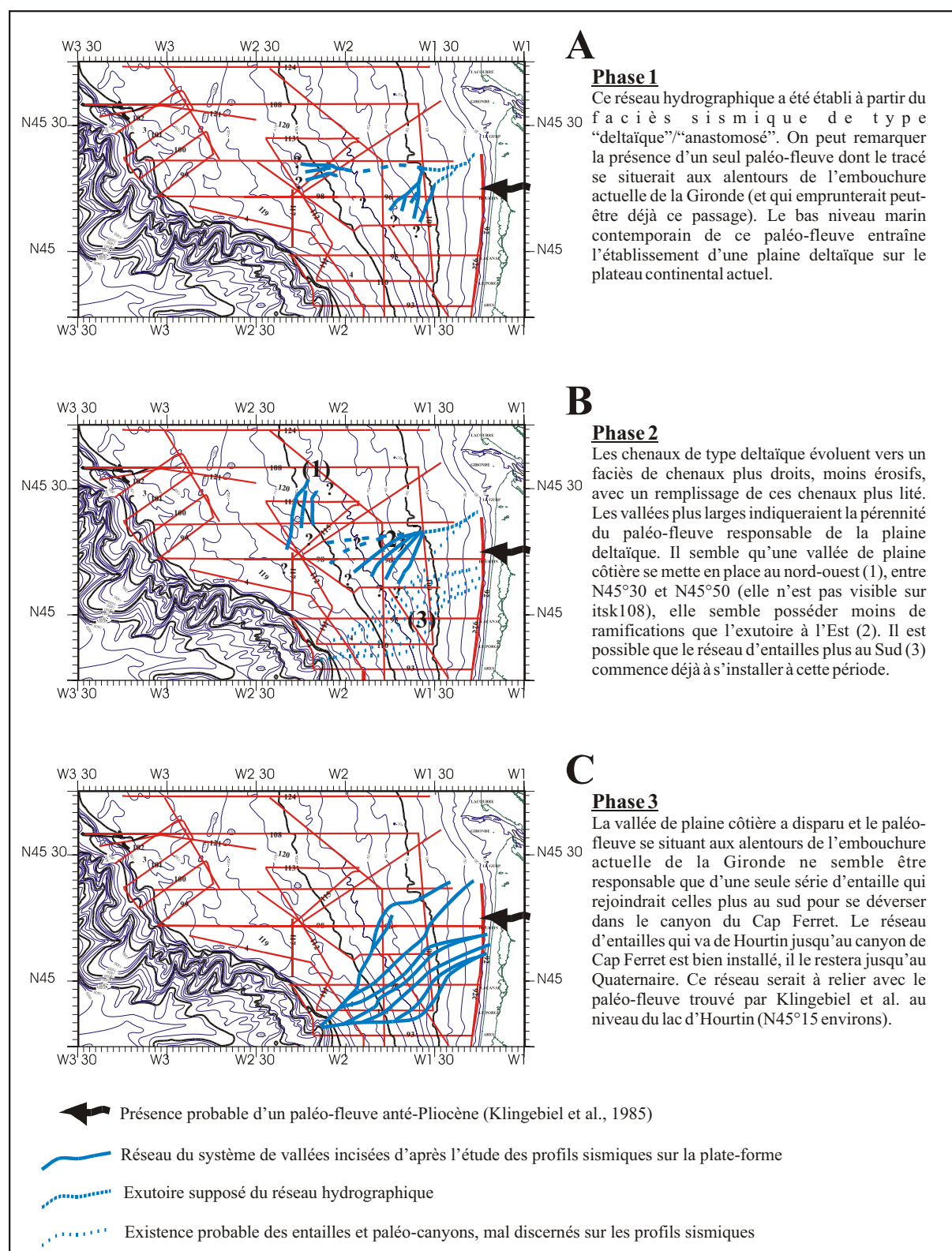


Figure 76 : Evolution polyphasée du réseau hydrographique au Miocène sur la bordure méridionale de la plate-forme nord-aquitaine.

Au Nord, les entailles ont un remplissage simple et paraissent isolées (figure 45). De plus, aucun lien avec le continent n'est mis en évidence. Elles représenteraient des vallées incisées de plaine côtière, d'existence brève, formées lors de la chute du niveau marin.



Les différentes séries d'entailles (de l'unité U4-2 à l'unité U3) peuvent être classées suivant leur forme à partir des travaux de Galloway (1977) et Schumm et Meyer (1979) (figures 77 et 78) :

Type d'entailles sur le plateau nord-aquitain	Première série (U4-2)	Deuxième série (U4-3)	Troisième et quatrième séries (U4-4 et U3)
Rapport largeur/profondeur	10	100	30
Morphologie du fond	Reliefs importants	Peu de reliefs	Bien marquée, reliefs absents à importants
Morphologie du tracé	anastomosée	Relativement droite	Droite à méandriforme
Fluctuations du chenal	faible	moyenne	importante
Faciès sismique de remplissage	Transparent à chaotique	Lité à chaotique	Transparent à chaotique puis lité vers le Sud
Faciès sédimentaire correspondant	Homogène	Sédiments moins classés vers le sommet, plus grossiers	Sédiments plus grossiers au Nord, classés au Sud

Tableau VI. Caractéristiques des quatre séries d'entailles selon les travaux de Galloway (1977) (couleur de police) et de Schumm et Meyer (1979) (couleur des encadrés) : « bed load channel » en rouge, « mixed load channel » en bleu, « suspended load channel » en vert. Les caractéristiques qui nécessitent une discussion sont laissées en noir.

Selon la classification de Galloway (1977, figure 77) et de Schumm et Meyer (1979, figure 78), les chenaux sont séparés en trois grandes catégories selon le type de transport des sédiments: charriage sur le fond (« bed load channel »), charriage et transport en suspension mélangé (« mixed load channel »), et transport en suspension seul (« suspended load channel »).

Le tableau VI synthétise les caractéristiques morphosédimentaires définies par Galloway (1977) et Schumm et Meyer (1979) (figures 77 et 78) replacé dans le contexte du plateau nord-aquitain et notamment des quatre séries d'entailles que nous avons décrites.

Cependant, il existe selon ces auteurs des différences d'interprétation. Ainsi, si nous nous référons aux travaux de Schumm et Meyer (1979), la première série d'entailles (U4-2) serait du type « bed load » ; la deuxième série (U4-3) passerait au type « mixed load » et les troisième et quatrième séries (U4-4 et U3) au type « mixed load » ou « suspended channel ». Par contre, si nous nous replaçons dans le cadre des travaux de Galloway (1977), U4-2 serait du type « suspended load channel », U4-3 du type « bed load channel », U4-4 et U3 au type « mixed load channel ».

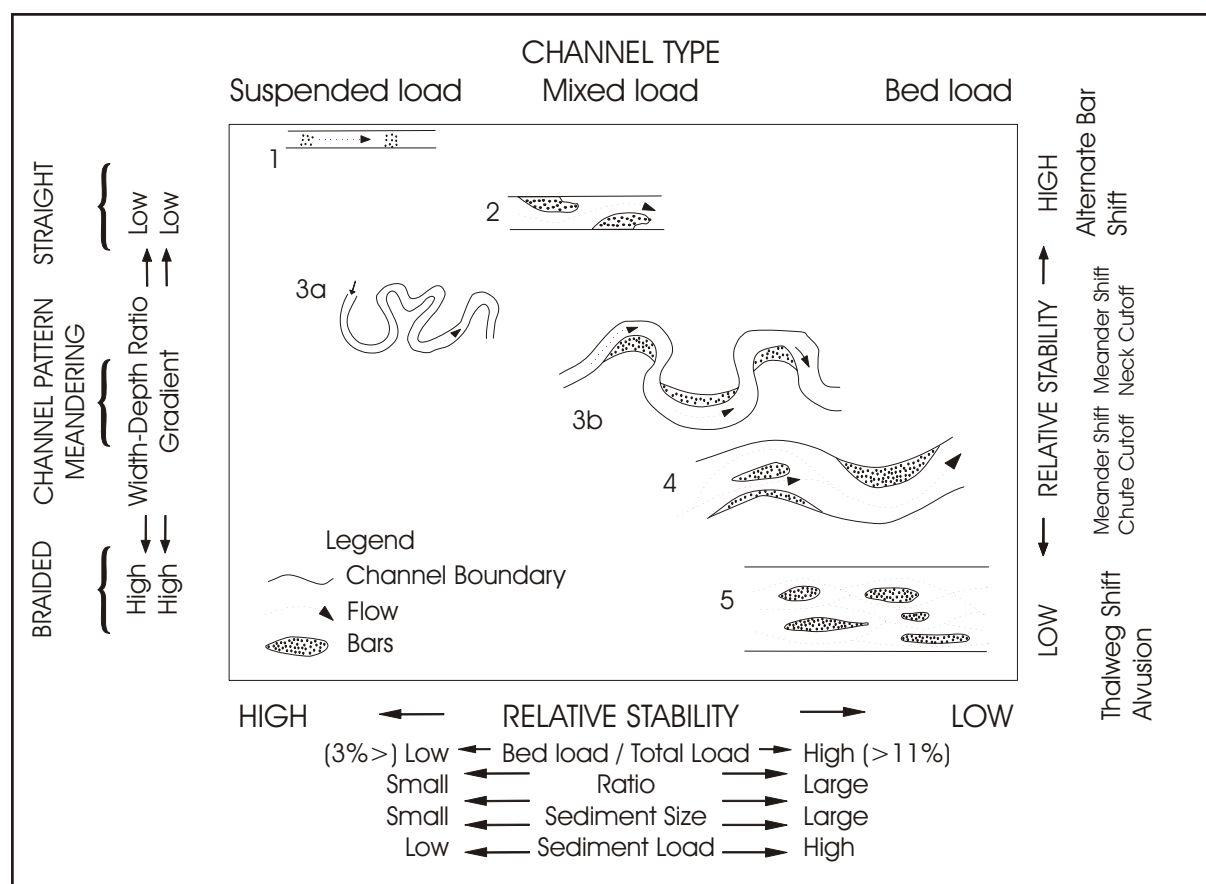


Figure 77 : Caractéristiques géométriques et sédimentaires des courants “bedload, mixed-load, et suspended-load” dans les segments de chenaux. D’après Galloway (1977).

Pour départager ces deux hypothèses, il faut examiner le remplissage des entailles et faire des suppositions quant à la nature du sédiment. Au niveau de la première série (U4-2), l’arrivée de la charge sédimentaire érode les parois et peut mettre en place un nouveau chenal, elle est donc violente et plus propice à transporter des sédiments grossiers que des sédiments fins. Le chenal serait du type « bed load ». Des lits parallèles se déposent au fond du chenal de la deuxième série (U4-3), moins érodé car le courant est moins violent. Celui-ci augmente vers le sommet du remplissage. Le type « mixed load » est donc favorisé par rapport au type « bed load ». Les troisième (U4-4) et quatrième (U3) séries ont des caractéristiques semblables. Le remplissage, homogène à perturbé en amont, évolue vers l’aval à des lits qui drapent les sédiments sous-jacents et seraient donc composés de sédiments fins. Les chenaux passeraient du type « mixed load » en amont, au type « suspended load » vers l’aval. De plus, selon la classification de Schumm et Meyer (1979), la stabilité relative des chenaux augmenterait du type « bed load » vers « suspended load ». Ce sera donc l’hypothèse que l’on considérera.







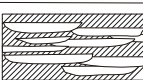



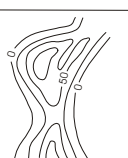

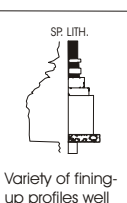
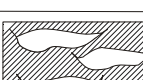





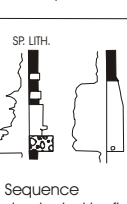

CHANNEL TYPE	COMPOSITION OF CHANNEL FILL	CHANNEL GEOMETRY			INTERNAL STRUCTURE		LATERAL RELATIONS
		CROSS SECTION	MAP VIEW	SAND ISOLITH	SEDIMENTARY FABRIC	VERTICAL SEQUENCE	
BEDLOAD CHANNEL	 Dominantly sand	 High width/depth ratio Low to moderate relief on basal scour surface	 Straight to slightly sinuous	 Broad continuous belt	 Bed accretion dominates sediment fills	 Irregular; fining-up poorly developed	 Multilateral channel fills commonly volumetrically exceed overbank deposits
MIXED LOAD CHANNEL	 Mixed sand, silt, and mud	 Moderate width/depth ratio High relief on basal scour surface	 Sinuous	 Complex, typically "beaded" belt	 Bank and bed accretion both preserved in sediment infill	 Variety of fining-up profiles well developed	 Multistorey channel fills generally subordinate to surrounding
SUSPENDED LOAD CHANNEL	 Dominantly silt and mud	 Low to very low width/depth ratio High relief scour with steep banks; some segments	 Highly sinuous to anastomosing	 Shoestring or pod	 Bank accretion (either symmetrical or asymmetrical) dominates	 Sequence dominated by fin material, thus vertical trends may be obscure	 Multistorey channel fills encased in abundant

Figure 78 : Classification des chenaux basés sur le modèle et le type de charge sédimentaire avec l'indication de leur stabilités variables et relatives associées. D'après Schumm et Meyer (1979).

Les chutes du niveau marin responsable du creusement des entailles sont de plus en plus importantes au cours du temps (figure 74). Pourtant, nous passerions d'un remplissage avec du matériel sédimentaire grossier (U4-2) à un remplissage avec du matériel sédimentaire qui s'affine petit à petit (partie distale de l'unité U3). Nous avons donc une diminution de la granularité alors que les chutes successives du niveau marin sont de plus en plus marquées. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce phénomène :

- une évolution des entailles dans l'espace, au même moment : les profils sismiques recoupent les cours du réseau hydrographique à des niveaux différents, probablement de plus en plus profonds (figure 75). La sédimentation est différente en amont (plus grossière) et en aval (plus fine). Dans le cas d'une remontée du niveau marin, il y a colmatage des vallées sous-marines et des entailles et blocage des sédiments grossiers en amont.
- une évolution des entailles dans le temps, avec des évènements régressifs-transgressifs.

Dans le cas d'une évolution dans le temps des entailles, d'autres hypothèses peuvent expliquer l'affinement matériel sédimentaire remplissant les entailles : il y aurait moins de matériel sédimentaire disponible au niveau des bassins versants. C'est le cas d'un temps de plus en plus sec, vers la fin du Miocène : la diminution des précipitations entraînerait la diminution du lessivage des sols. Cette aridité au Miocène supérieure est connue (Demarcq *et*

*al.*, 1983 ; Rouchy et Blanc-Valleron, 1999 ; Griffin, 2002). Griffin (2002) indique de plus que le climat redevient plus humide à partir de 7,5 Ma autour de la Méditerranée.

### **b) Le corps sédimentaire complexe au Sud de la plate-forme nord-aquitaine (figure 53)**

Sur la bordure méridionale de la plate-forme nord-aquitaine, l'unité sismique U4 comprend « un corps sédimentaire » complexe. Ce corps constitue un seuil qui joue un rôle important puisqu'il semble séparer la plate-forme Nord-aquitaine et le bassin de Parentis. Il empêche les différentes séries d'entailles de se diriger vers le bassin de Parentis, suivant la pente régionale. Il leur impose un changement de direction vers l'Ouest. En outre, au Sud de ce haut-fond, le substratum ne semble pas avoir subi de plissement.

L'existence de ce seuil peut s'expliquer par un soulèvement du Sud de la région qui n'a donc pas un comportement identique au Nord de la région. Ce seuil se situe légèrement au Sud de la flexure Celte-Aquitaine. Or, ce secteur est marqué par un certain nombre de failles normales et décrochantes d'âge Jurassique et Crétacé inférieur (Deregnaucourt, 1981) qui délimitent des blocs pouvant avoir des comportements différents.

### **c) La bordure occidentale de l'unité U4**

La bordure externe occidentale de la région « Ouest-Gironde » se caractérise par une série de prismes emboîtés et progradants vers le large. Ces prismes, relativement peu épais (de l'ordre de quelques mètres), sont constitués par un faciès sismique parfois chaotique, parfois à structures entrecroisées ou en auges, pouvant être attribué à un environnement fluvio-estuarien. Le sédiment qui constitue ces prismes est fortement induré, au moins en surface, et constitue à l'affleurement un substrat rocheux connu sur le plateau externe et médian sous le terme de « zone des croches » (roche disposée en strates d'orientation NW-SE). Ces prismes sont érodés par S2, qui incise par endroits l'unité U4 sur quelques dizaines de ms td (figure 58). Toutefois, ces entailles n'ont rien de commun avec celle de la région « Lacanau-Hourtin ».

### 2-7-3 L'unité U2

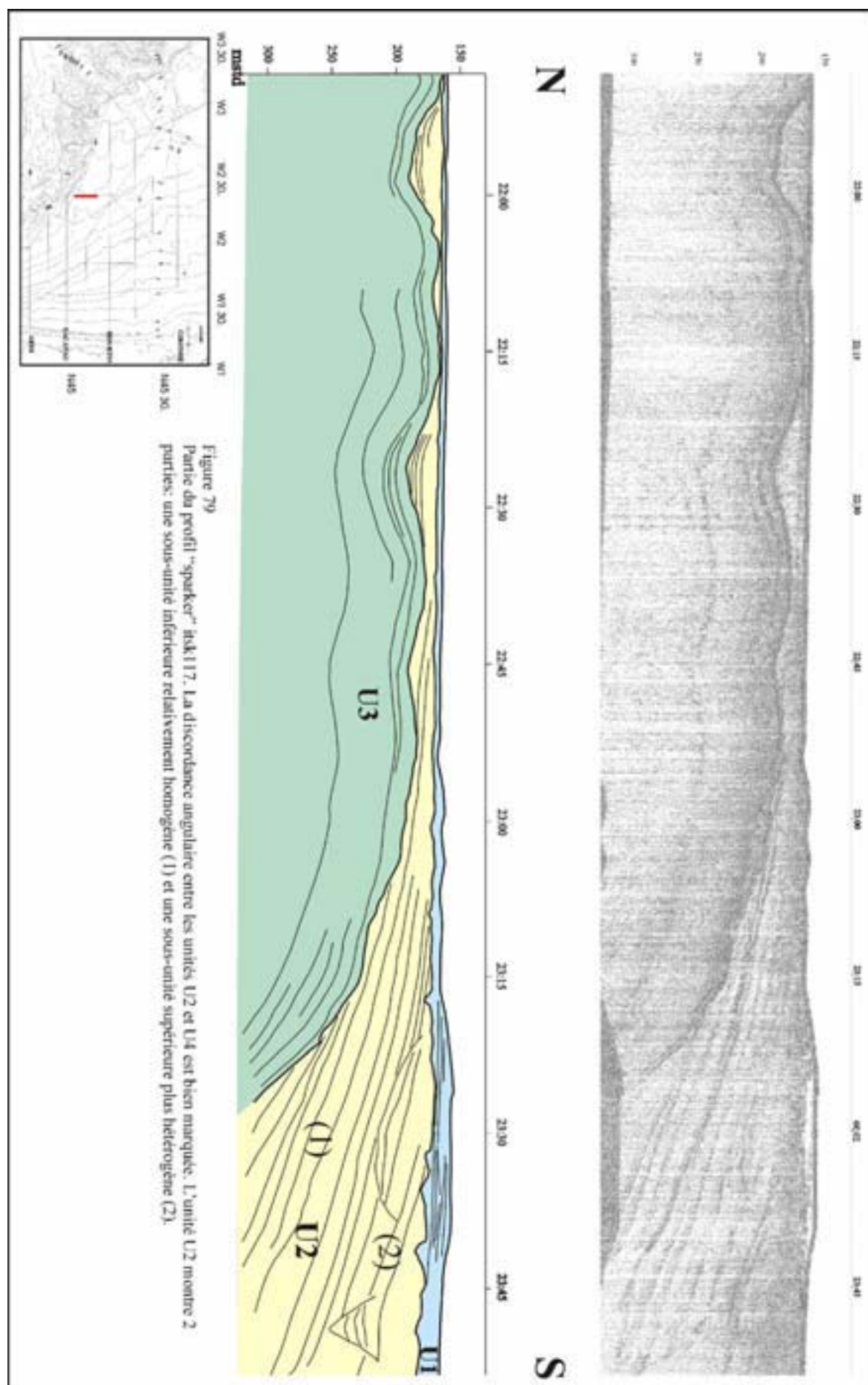
Cette unité montre un changement radical dans la sédimentation au niveau de la région « Ouest-Gironde ». Elle débiterait par une période de transgression et de haut niveau marin entre -5,5 et -3,8 Ma pendant laquelle se déposerait la première partie de l'unité U2. Cette partie est constituée de sédiments relativement homogènes sur l'ensemble de la plate-forme Nord-aquitaine.

La transition entre la première et la deuxième partie de l'unité U2 s'effectue par une phase érosive à l'origine d'entailles en bordure de plate-forme (figures 53, 57, 62, 64 et 79). Les discontinuités internes de plus en plus importantes et le sédiment hétérogène rattacherait cette phase de dépôt aux chutes successives du niveau marin de la deuxième moitié du Quaternaire.

Au niveau de la région « Lacanau-Hourtin », l'unité U2 correspond à la fin du remplissage des entailles ou des dépressions. Elle se caractérise par un faciès homogène dans l'ensemble, présentant des réflexions divergentes ou en drapage qui indique des dépôts sous-aquatiques (ou sous-marins). Ceci est corroboré par la profondeur à laquelle ces entailles se trouvent (en général inférieur à 100m, figure 65).

L'unité U2 correspondrait à la séquence IV de Cremer (1981). Selon ce dernier, au niveau de la dépression du Cap Ferret, le Plio-Quaternaire est formé par une unité inférieure sans chenaux très marqués (correspondant à la première partie de l'unité U2). Deregnaucourt indique que le Plio-Quaternaire débute par une séquence transparente correspondant à une assise homogène d'argilites. Ce dernier faciès pourrait correspondre au faciès transparent que l'on retrouve au niveau de la dernière série d'entailles (figure 63) et sur la plate-forme externe (figure 64).

La partie supérieure de la séquence IV de Cremer (1981) montre quatre cycles de chenalisation (deuxième partie de l'unité U2). Ces phénomènes de chenalisation, affectant une série présentant une succession régulière de réflexions peu continues, sont aussi indiqués par Deregnaucourt (1981). Ce faciès montre une alternance, sur la marge Armoricaire, de niveaux lités et transparents constitués par des boues et des craies d'âge Pliocène à Quaternaire.



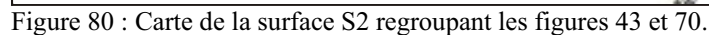
### **3- Comparaison entre la plate-forme nord-aquitaine et la plate-forme sud-aquitaine**

La comparaison entre la plate-forme sud-aquitaine et la plate-forme nord-aquitaine ne peut se faire qu'à partir du Miocène, et plus particulièrement entre les unités 2, 3 et 4. Au Miocène et au Pliocène, le taux de progradation plus important au Sud qu'au Nord de la flexure Celte-Aquitaine fait que la discontinuité S4 est si profonde au Sud qu'elle n'est plus visible.

La progradation de la plate-forme nord-aquitaine s'est d'abord effectuée, au moins depuis la mise en place de l'unité 6 représentant le substratum de cette étude, en grande partie en direction du Sud-Ouest et de la dépression du Cap Ferret, c'est-à-dire en direction du bassin de Parentis. La plate-forme nord-aquitaine semble constituer une zone de transit ou de faible dépôt, au moins pendant l'Oligocène et la première moitié du Miocène. En effet, les épaisseurs sédimentaires sont faibles et les strates montrent essentiellement une composante agradante. A ces époques, la plate-forme ne peut être fournie en sédiments que par les bassins versants du Massif Central, l'axe subsident entre Parentis et les Pyrénées bloquant les apports venant du Sud. Au contraire, pendant cette période, la plate-forme sud-aquitaine est une zone de dépôt importante, où la progradation est forte et l'agradation faible. Elle est à la fois alimentée par les apports venant du Massif Central et ceux venant des Pyrénées. Les deux plates-formes agissent donc comme deux blocs ayant des comportements tectoniques différents et qui sont soumis à des contrôles essentiellement locaux (largeur de la plate-forme, subsidence, quantité de matériels détritiques apportés, etc...).

Les sédiments qui transitaient sur la plate-forme nord-aquitaine ont donc alimenté jusqu'au Miocène inférieur la bordure Nord de la dépression de Mimizan. Cette alimentation a été brusquement interrompue dans la deuxième moitié du Miocène. En effet, c'est à cette époque que les réflexions obliques progradantes de la région Nord (figure 33) sont érodées et remplacées par des dépôts plus homogènes (figure 53). La progradation des sédiments devient alors faible. De plus, le secteur situé entre N44°30 et N44°50 se soulève, probablement au Miocène moyen, pendant ou juste après la phase de décrochement Nord-Sud signalé par Deregnaucourt (1981) dans le bassin du Golfe de Gascogne. Il forme une barrière entre les entailles qui commencent à se former au Nord et la dépression de Mimizan au Sud. Ce soulèvement, probablement d'origine diapirique, existe de part et d'autre de l'axe subsident de la dépression de Mimizan (figure 80).





L'unité U2 Plio-Quaternaire, au Nord et au Sud, correspond à une seule et même unité puisqu'elle est continue sur les profils faisant la liaison entre les deux plate-formes. Elle semble avoir des modalités de dépôt peu différentes au Nord et au Sud de la plate-forme aquitaine, avec toutefois une progradation plus importante en direction du Sud. Elle se dépose en « onlap » sur la surface S2, indiquant une transgression au début de sa formation. Cette unité se compose essentiellement de deux parties. La première partie, homogène, correspondant à la sous-unité inférieure au Nord et à U2-1 et U2-2 au Sud, est constituée par



des sédiments mis en place lorsque le niveau marin oscillait autour d'un niveau peu différent de l'actuel. A la base de cette partie, elle montre des entailles sur les bords des zones hautes au Nord et au Sud de la dépression de Mimizan (figures 31, 32, 34 et 64). La formation généralisée de ces entailles pourrait être liée à une reprise du soulèvement de ces zones. Ensuite, les faciès ne sont pas trop perturbés et les réflexions relativement continues. Cette première partie est limitée par la formation d'entailles au Nord et du faciès sombre et clair au Sud, qui marquent un changement net de sédimentation. La deuxième partie, plus hétérogène, composée par la sous-unité supérieure au Nord et U2-3 et U2-4 au Sud, marquerait les oscillations du niveau marin qui débuteraient il y a -3,8 Ma. Les faciès deviennent alors beaucoup plus chaotiques et le sédiment plus hétérogène. Les entailles de la région « Lacanau-Hourtin » sont alors en grande partie comblées. Les apports provenant de la plate-forme nord-aquitaine recommencent à traverser le secteur de Cap Ferret pour alimenter la plate-forme sud-aquitaine et il se produit une progradation en direction du Sud visible sur la plate-forme externe (U2-3, figure 38).

Au Plio-Quaternaire, le contrôle global (eustatisme) prend donc le pas sur le contrôle local (subsidence, etc...), amenant des faciès sismiques qui se ressemblent sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine.

L'érosion lors de la mise en place de la discontinuité S1 est nettement plus forte au Nord où toute la partie amont de l'unité 2 a disparu.

Cette comparaison des unités entre les plate-formes nord et sud est résumée dans le tableau VII.

		<b>Plate-forme sud-aquitaine</b>	<b>Plate-forme nord-aquitaine</b>
<b>U2</b>	<i>Stratigraphie</i>	Plio-Quaternaire 4 grandes parties marquant une transgression et un HNM (U2-1, U2-2) puis des oscillations de plus en plus importantes du NM (U2-3, U2-4)	Plio-Quaternaire 2 grandes parties marquant une transgression suivie d'un HNM (sous-unité inférieure) puis des oscillations de plus en plus importantes du NM (sous-unité supérieure)
	<i>Progradation</i>	Du S vers le N : NW, W, SW	Du S vers le N : SW, WSW
	<i>Répartition</i>	Sur l'ensemble de la plate-forme, quelques zones d'érosion au niveau de paléo-fleuves, plus épais au niveau de la dépression de Mimizan	Essentiellement sur la plate-forme externe sauf au niveau de la région « Lacanau-Hourtin » où elle couvre la plate-forme médiane
	<i>Faciès</i>	Relativement homogène et continu dans la moitié inférieure, hétérogène dans la partie supérieure	Relativement homogène dans la moitié inférieure, limitée au sommet par des entailles, hétérogène dans la partie supérieure
	<i>Facteurs de contrôle</i>	NM, climat, subsidence	NM, climat
	<i>Lien</i>	L'unité 2 se dépose de façon relativement continue entre le N et le S. Elle est plus épaisse au S. La reprise du passage des sédiments entre les plate-formes N et S s'effectue au Quaternaire.	
<b>U3</b>	<i>Stratigraphie</i>	Miocène supérieur, unité nommée U3a Régressions puis BNM	Miocène supérieur Régressions puis BNM
	<i>Progradation</i>	Du S vers le N : WNW, W, SW	Du S vers le N : SSW, SW
	<i>Répartition</i>	Sur l'ensemble de la plate-forme	Au niveau de la région « Lacanau-Hourtin »
	<i>Faciès</i>	Présence de discontinuités secondaires érosives au Sud, relativement homogène au Nord	Remplissage d'entaille
	<i>Facteurs de contrôle</i>	NM, dépression de Mimizan, arrivées sédimentaires, subsidence	NM
	<i>Lien</i>	Au S, cette unité est complexe et montre différents faciès. Vers le N, les faciès s'uniformisent puis ils sont remplacés par du remplissage d'entailles.	
<b>U4</b>	<i>Stratigraphie</i>	Miocène, unités nommées U3b et U3c	Miocène NM stable suivi de plusieurs régressions
	<i>Progradation</i>	Difficilement discernable	Du S vers le N : SSW, SW
	<i>Répartition</i>	Sur l'ensemble de la plate-forme	Sur l'ensemble de la plate-forme, sauf autour de l'embouchure de la Gironde
	<i>Faciès</i>	Réflexions généralement obliques dans la partie supérieure	2 parties : sigmoïde-oblique à la base puis 4 générations d'entailles
	<i>Facteur de contrôle</i>	Entre autres NM et apports sédimentaires, subsidence	NM, tectonique
	<i>Lien</i>	Lors de la formation des entailles et des paléo-canyons, le passage des sédiments entre le N et le S s'est arrêté, entraînant une homogénéisation importante des faciès dans la région N et une diminution de l'épaisseur des sédiments.	

Tableau VII. Comparaison entre les unités des plate-formes nord et sud aquitaine. NM= niveau marin, HNM= haut NM, BNM= bas NM, S= Sud, N= Nord

La différenciation des plate-formes nord et sud-aquitaine se fait aussi au niveau de la structuration du substratum (figure 81).

La plate-forme nord-aquitaine est considérée comme relativement stable. Cependant, elle est marquée par des mouvements tectoniques qui sont surtout visibles :

- autour de l'embouchure de la Gironde, où le plateau est découpé en horsts et grabbens. Sur la partie la plus septentrionale, la structuration est donc conforme au domaine armoricain avec des plis à grands rayons de courbure et le prolongement des structures observées à terre,
- et au niveau de l'unité U5 qui présente des ondulations marquées par des failles. Les plis ont pu accompagner le phénomène de bascule décrit plus haut au Miocène moyen. Ce dernier événement a conditionné la sédimentation des unités U3 et U4 puisqu'il a favorisé la formation d'entailles.

Au niveau de la plate-forme sud-aquitaine, l'unité U5 marquée par des événements structuraux qui dominent les phénomènes de diapirisme. Ceux-ci pourraient contrôler l'existence de bassins tels que la dépression de Mimizan, des zones d'effondrement type « rim syncline » (Scheck *et al.*, 2003 ; Al-Zoubi *et al.*, 2001 ; Alsop, 1996 ; Stewart *et al.* 1995) et des zones en soulèvement constituant des « seuils ».

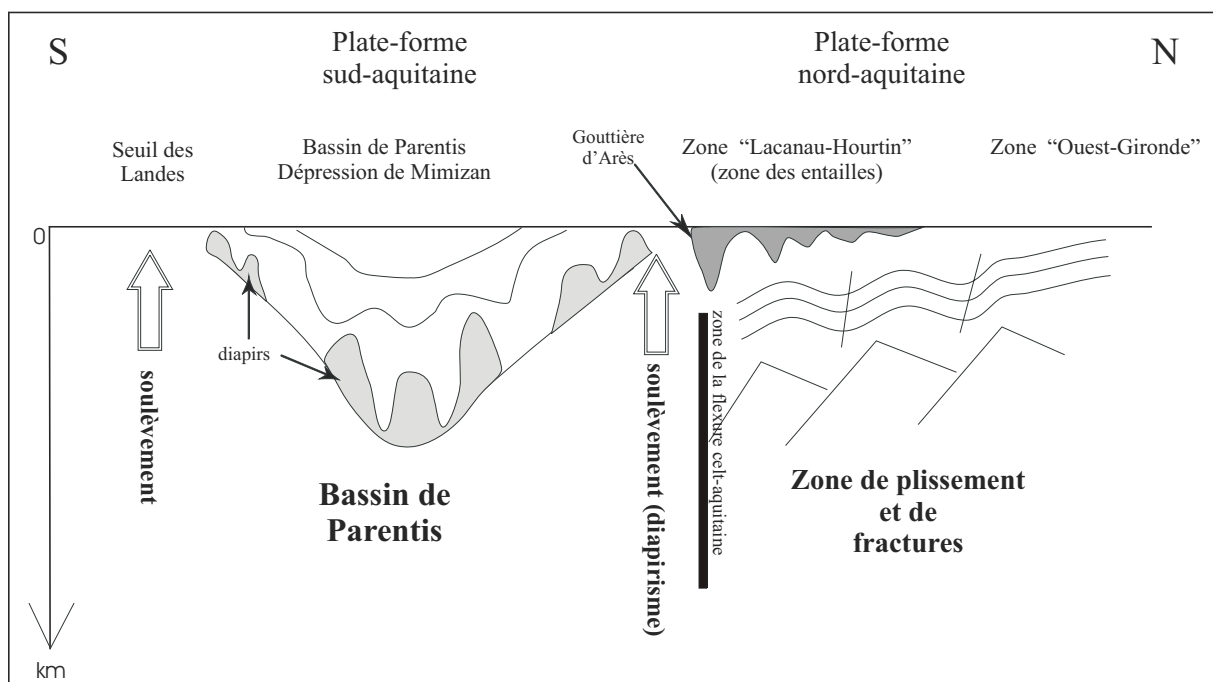


Figure 81 : Les éléments structuraux de la plate-forme aquitaine.

## **2-Ecorché géologique**

Un écorché géologique (figure 83) présente les différentes unités sismiques à l’affleurement sous l’unité U1. Le substratum acoustique de notre étude correspond au sommet de l’unité U6, visible sur les profils « sparker » autour de l’embouchure de la Gironde. Cette unité plonge rapidement sous le multiple à l’Ouest et au Sud. Les unités sismiques se déposent en auréole autour de l’embouchure de la Gironde. Cette disposition, déjà remarquée par Castaing *et al.* (1974) et par Frappa (1975), est détaillée : l’unité sismique U2 n’est présente que sur une bande relativement étroite du plateau externe, les unités U4 et U3 affleurent très largement sur le reste du plateau et ceci consécutivement à une importante phase d’érosion. Cette dernière est probablement en liaison avec une remontée structurale du substratum qui peut se conjuguer avec une baisse eustatique du niveau marin. Ces deux formations participent, dans la zone de « Lacanau-Hourtin », au remplissage des entailles et des vallées sous-marines décrites dans les chapitres précédents.

Par contre, sur la plate-forme sud-aquitaine, l’unité sismique U2 affleure sous la couverture meuble sur la quasi-totalité du plateau sauf en trois endroits localisés :

- le premier, au Nord, est allongé NW-SE aux alentours de N45°45 (en face du débouché de la paléo-Leyre), entre 30 et 80 m de profondeur,
- le deuxième forme une tache centrée sur 60 m de profondeur et N44°30 (en face du lac de Sanguinet),
- le dernier, situé au Sud de N43°50 et axée sur W1°35, à des profondeurs comprises entre 50 et 110 m, est ouvert sur le canyon de Capbreton et pourrait être reliée avec une paléo-vallée en liaison avec ce canyon.

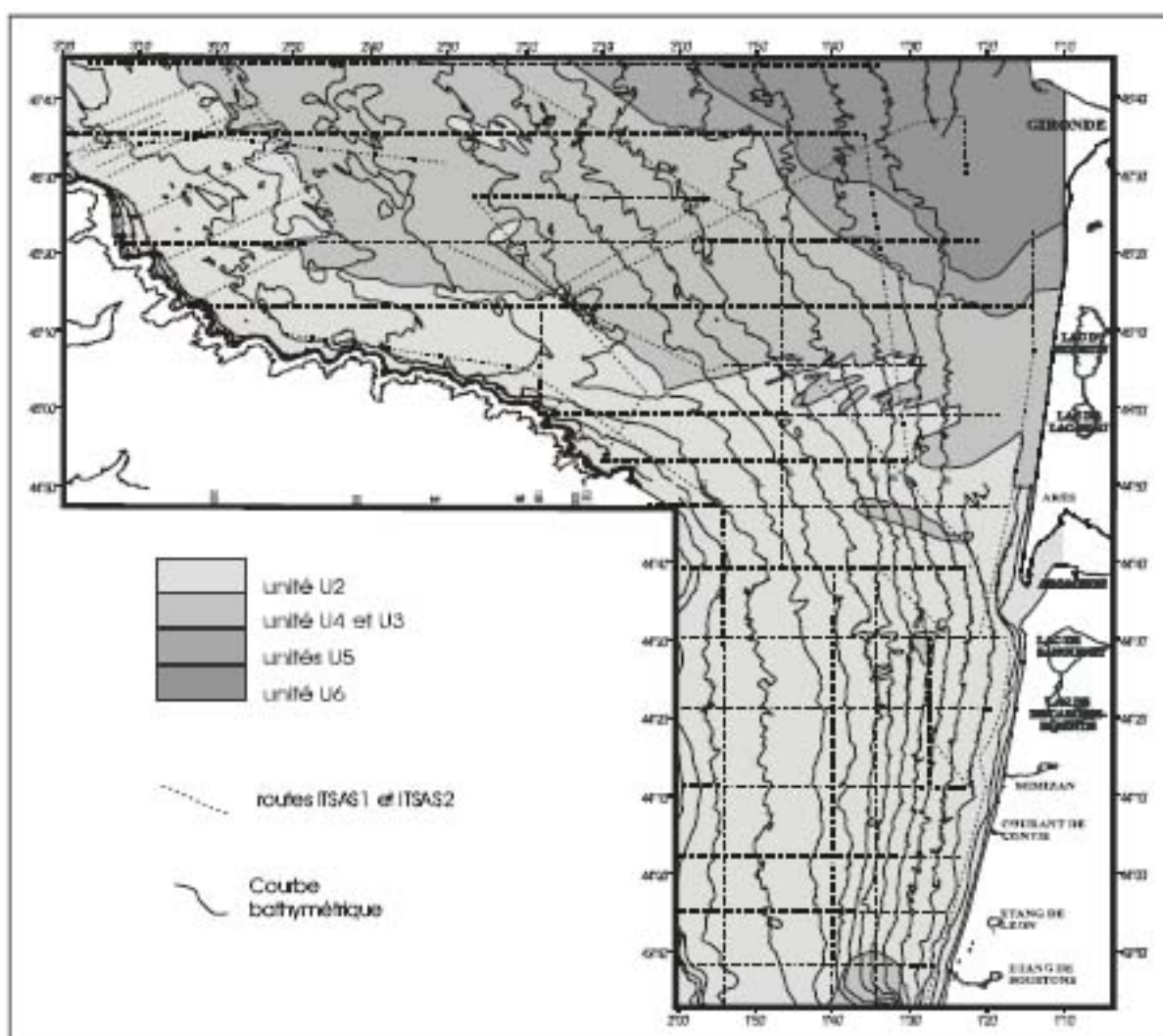


Figure 83 : Ecorché géologique sous la couverture meuble (unité U1) à partir des profils sismiques “sparker”.



## **Chapitre D**

### ***Etude de la couverture meuble (unité U1)***





Les quatre unités sismiques qui représentent le substratum sont surmontées par une couverture sédimentaire meuble (unité U1) qui est étudiée dans ce chapitre. Le substratum est limité au sommet par une discontinuité (S1) qui érode l'ensemble des unités sous-jacentes entraînant un aplanissement de la plate-forme. Cette très importante érosion résulte d'une succession de bas niveaux marins responsables de plusieurs phases d'exondation d'une grande partie de la plate-forme.

### **1- Topographie actuelle du plateau continental aquitain**

La carte bathymétrique de la figure 83 est un document que j'ai établi à partir des « minutes » de l'EPSHOM.

La plate-forme aquitaine se subdivise en deux zones morphologiquement très différentes de part et d'autre de N45° de latitude. Cette différenciation est essentiellement sous contrôle structural. Celle-ci se marque également dans la nature de la couverture sédimentaire.

Il est également possible de reconnaître un changement topographique selon une direction transversale Est-Ouest (figure 83) permettant de distinguer :

- une zone interne, entre le littoral et l'isobathe -100-, de pente relativement plus forte (entre 0,7% et 0,15%),
- une zone externe, entre l'isobathe -100- et le rebord du plateau, de pente relativement plus faible (entre 0,15% et 0,05%).

Sur la plate-forme nord-aquitaine, cette différenciation est renforcée. En effet, sur cette plate-forme, la zone externe se caractérise par une pente beaucoup plus faible qu'au Sud avec une surface très irrégulière présentant des reliefs et des creux avec un dénivelé pouvant atteindre 20 m. Ces irrégularités résultent de l'affleurement de roche (zone des croches) que nous avons signalée plus haut. Sur cette zone, la couverture sédimentaire meuble est faible et représentée par des corps sédimentaires allongés. La zone interne, d'aspect plus régulier, est occupée par un prisme sédimentaire meuble.

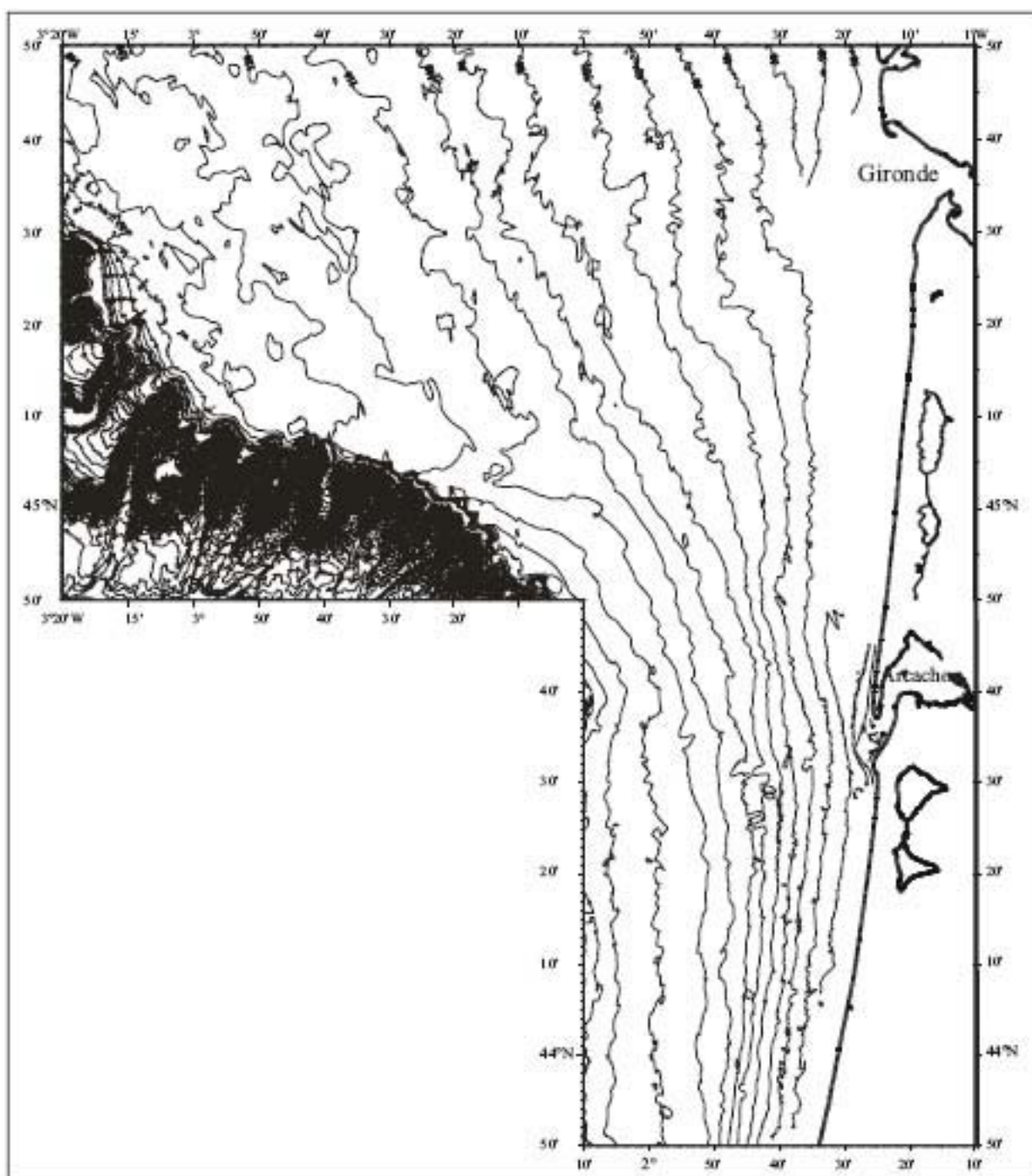


Figure 83 : Carte bathymétrique de la plate-forme aquitaine établie à partir des données du SHOM.

La plate-forme sud-aquitaine est uniformément recouverte par l'unité 1. Elle est relativement étroite et donc de pente topographique plus accentuée. Sa bordure externe fait un angle net avec la direction précédente au niveau de la dépression du Cap Ferret.

## **2- La plate-forme Sud-aquitaine**

Au-dessus de la dernière unité sismique du substratum (U2) décrite précédemment, s'est déposé un prisme sédimentaire relativement épais et complexe (figure 84). Ce prisme constitue l'ultime unité sismique (U1).

A la base de l'unité U1, une surface de discontinuité (S1) est visible sur l'ensemble de la plate-forme. Elle est particulièrement nette sur la plate-forme interne et médiane. Lors de sa formation, elle a fortement érodé les sédiments sous-jacents (figures 84 et 85). Elle se caractérise par une forte amplitude sismique et une bonne continuité. Cette surface est recouverte d'un ensemble de dépôts considérés comme meubles ou légèrement compactés (Cirac *et al.*, 1997). Nous discuterons plus loin son attribution stratigraphique.

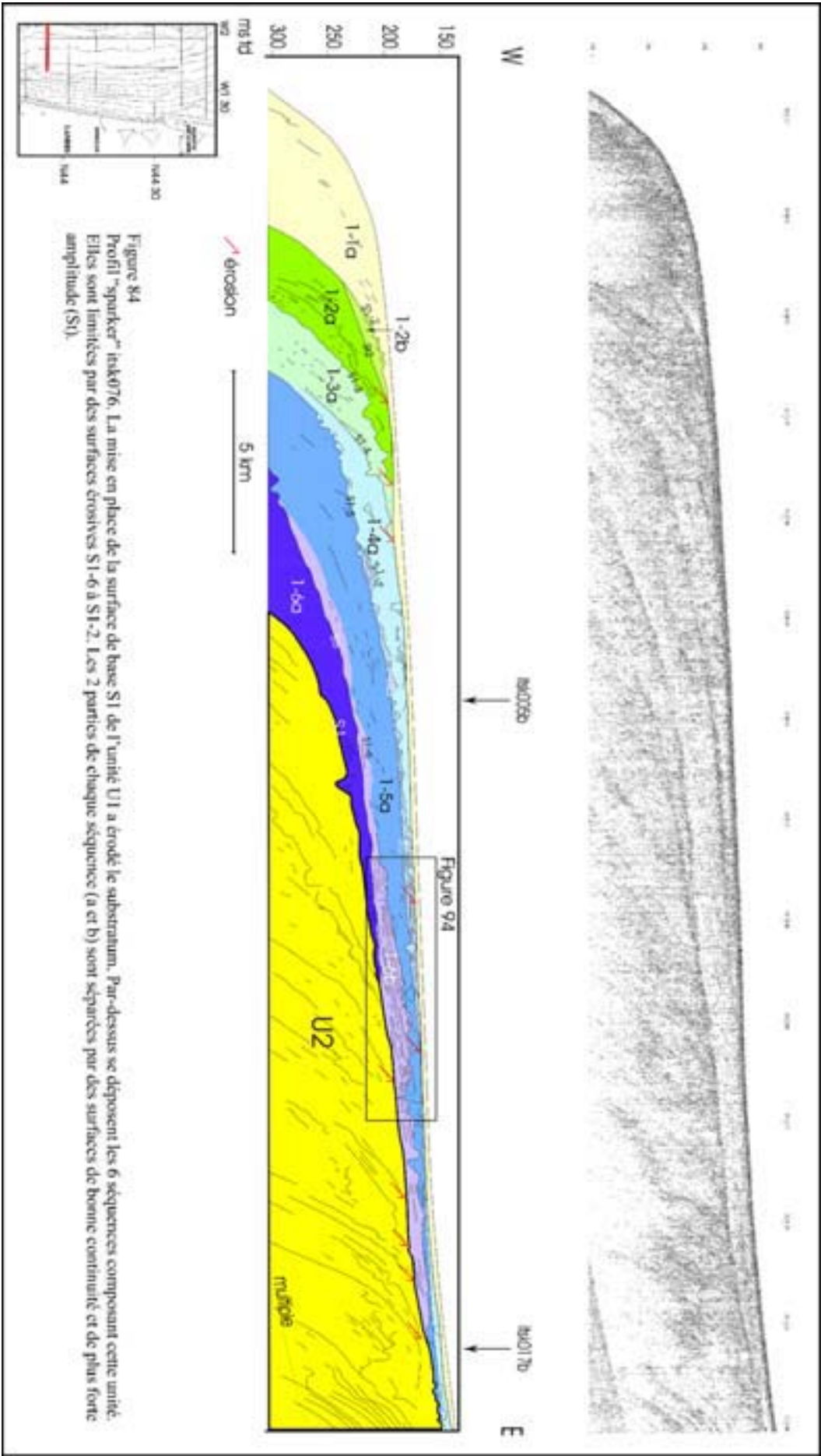
L'épaisseur de l'unité U1 (figure 27) est très variable suivant la zone du plateau considérée (zone externe, zone médiane et zone interne). De même, les faciès sismiques diffèrent selon les zones bathymétriques considérées. Cependant, certaines des séquences sont corrélables sur l'ensemble de la plate-forme (figures 27, 38 et 84).

### **2-1 Description sismique**

#### **2-1-1 La zone externe**

Sur cette zone, l'unité U1 correspond à l'empilement de 11 sous-unités sismiques organisées en six séquences de dépôt élémentaires numérotées de bas en haut de 1-6 à 1-1. Les faciès sismiques qui constituent ces séquences de dépôt élémentaires forment une séquence type qui se caractérise de la façon suivante (figures 84, 85 et 86) :

- une **limite inférieure (S)** représentée par une surface de discontinuité fortement érosive. Elle présente de nombreuses entailles ou incisions bien marquées. Cette surface correspond à une réflexion d'amplitude moyenne qui a tendance à s'estomper en plongeant vers le large,
- une **sous-unité basale (a)** relativement épaisse et le plus souvent à faciès sismique chaotique. Elle peut contenir par endroits des structures en « auge » représentant le remplissage des chenaux ou des incisions. Cet aspect « chenalisant » est bien marqué dans la sous-unité 1-5a de la figure 87,



- la **limite avec la sous-unité supérieure (St)** est constituée par une surface relativement plane, de forte amplitude et de bonne continuité. Nous justifierons plus loin cette disposition lorsque nous aborderons l'interprétation des faciès,
- la **sous-unité supérieure (b)** présente une épaisseur moindre parce que fortement entamée par l'érosion de la séquence suivante. Elle se caractérise par un faciès sismique lité, dont les réflexions se terminent en « downlap » progradant vers l'Ouest et en troncature d'érosion vers l'Est.

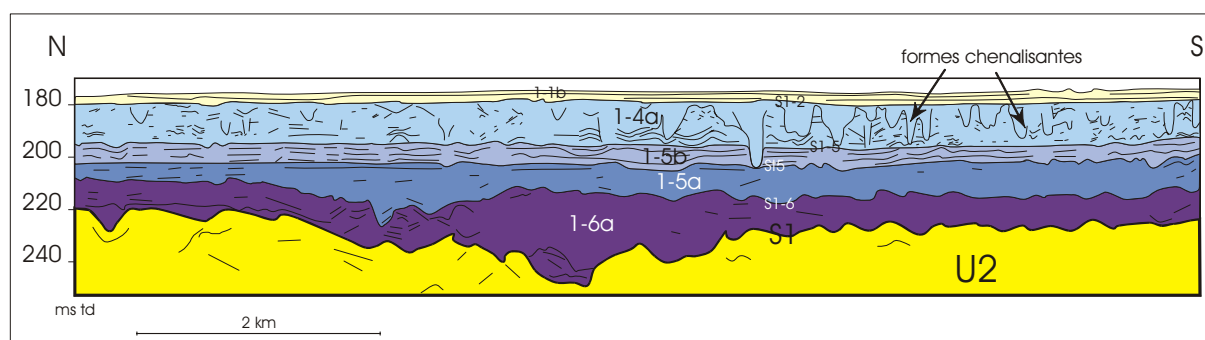


Figure 85 : Détail de la figure 38. La sous-unité U1-6b est totalement érodée par le dépôt de U1-5a. La mise en place de la surface de base de l'unité U1, S1, et de la surface séparant U1-5a et U1-6a (S6) entaille les sous-unités sous-jacentes. Les sous-unités U1-5a et U1-6a ont des faciès chaotiques. U1-5b montre un faciès lité sub-horizontale composé de réflexions de forte amplitude. U1-4a alterne des faciès chaotiques, transparents et des formes en auge.

La séquence 1-6, à la base, se compose de deux sous-unités (1-6a et 1-6b) :

- la sous-unité 1-6a se dépose sur la surface de base de la couverture meuble (S1) qui possède un caractère érosif marqué localement par des entailles profondes (30 ms td d'amplitude) (figure 85). Bien développée au centre de la zone (figure 86), elle s'amincit vers le Sud et se biseaute rapidement vers l'Est,
- au Nord, la sous-unité 1-6b est moins progradante qu'au Sud. Elle montre à la base des onlaps vers l'Est (figure 86). La limite supérieure est constituée par une surface fortement érosive (S1-6), avec par endroits des entailles bien définies de 10 ms td d'amplitude (figure 85). Sur l'ensemble des profils, cette érosion est de plus en plus importante vers le Nord où la sous-unité 1-6b tend à disparaître (figure 85). De plus, celle-ci s'amincit plus rapidement vers l'Est que la sous-unité 1-6a (figures 84 et 86).

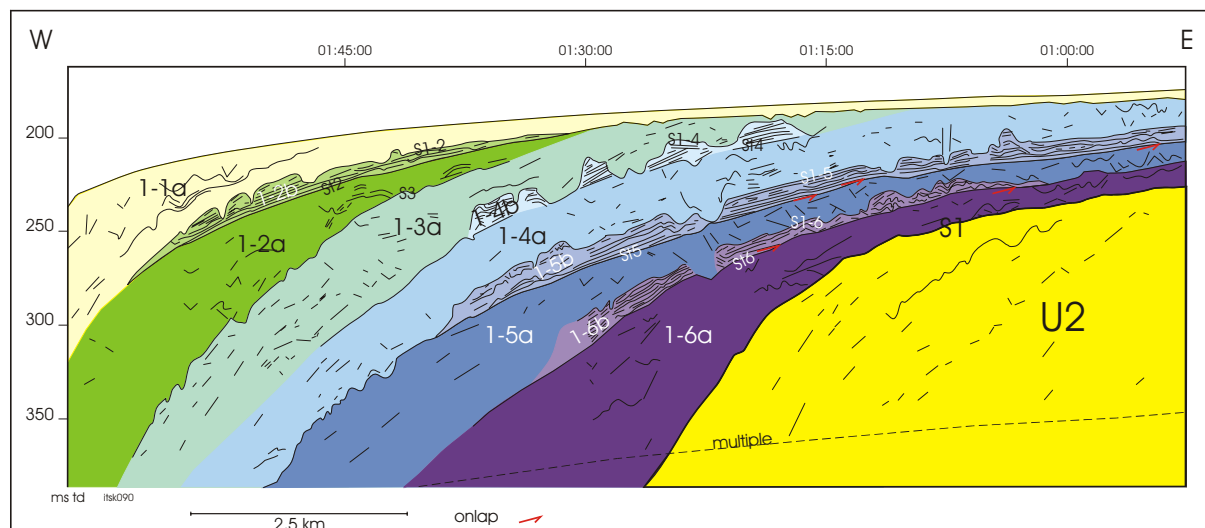


Figure 86 : Détail de la figure 27 montrant la superposition des deux types de faciès sismique au sein des séquences de dépôt de l'unité U1. La préservation de ces séquences peut s'expliquer par une subsidence locale plus forte et/ou des apports sédimentaires plus importants.

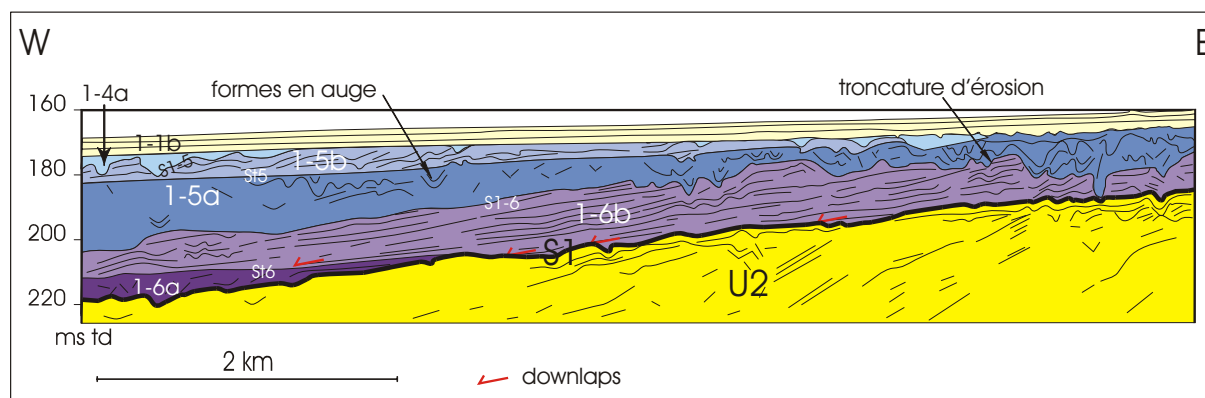


Figure 87 : Détail de la figure 84. Les deux séquences U1-5 et U1-6 sont composées de deux sous-unités (a et b) séparées par une surface de forte amplitude (St). La base de chaque séquence est la surface basale érosive (S). Le faciès sismique des sous-unités (a) est chaotique et marqué par des formes en auge. Le faciès sismique des sous-unités (b) est lité, les réflexions montrant des downlaps à la base et des troncatures d'érosion au sommet.

La séquence 1-5 comprend, elle aussi, deux sous-unités (1-5a et 1-5b) :

- par rapport à la sous-unité 1-6a, la sous-unité 1-5a présente localement des structures chenalissantes (ou en auge), de quelques ms td de profondeur et de largeur variable (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Si son extension au centre de la zone est semblable à celle de la sous-unité 1-6a (figure 27), au Sud elle se poursuit plus à l'Est que cette dernière,
- vers l'Est, les réflexions de la sous-unité 1-6b sont en onlap à la base de la sous-unité et passent à des troncatures d'érosion dans la partie supérieure. De plus, l'extension de cette sous-unité diffère légèrement de la sous-unité 1-6b : au centre et au Nord de la zone, cette sous-unité est bien développée alors qu'au Sud, elle est fortement érodée lors de la formation

de la discontinuité sus-jacente érosive, S1-5, qui est marquée par des incisions de quelques ms td de profondeur et de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de largeur. Cependant, l'amplitude de ces incisions n'atteint jamais celle de S1-6 visible sur la figure 85.

La séquence 1-4, bien développée sur la figure 86, montre également deux sous-unités :

- la sous-unité 1-4a a des formes en auge qui peuvent, par endroits (figure 85) dépasser 10 ms td de profondeur (environ 9 m). Leur largeur est variable, de l'ordre de quelques dizaines de mètres. La limite supérieure St1-4 peut se confondre avec la limite supérieure de la séquence S1-4 là où la sous-unité 1-4b a été érodée. Contrairement aux sous-unités 1-6a et 1-5a, cette sous-unité se poursuit depuis la plate-forme externe jusqu'à la plate-forme interne (figures 88 et 90),
- la sous-unité 1-4b, dont l'épaisseur d'origine semble atteindre ou dépasser celle des sous-unités 1-6b et 1-5b, est très discontinue et fortement érodée lors de la mise en place de la discontinuité érosive S1-4 qui entaille les dépôts jusqu'à la sous-unité 1-5a. La sous-unité 1-4b n'est présente qu'au centre de la zone. Au Sud, et vers l'Est, elle est totalement érodée (figure 84).

La séquence 1-3 n'a qu'une seule sous-unité (1-3a) à faciès chaotique avec des réflexions discontinues et à forte amplitude (figure 86). Sa limite supérieure érosive S1-3 est discontinue et de forte amplitude. Cette séquence se biseaute rapidement vers l'Est et n'est localisée que sur la plate-forme externe.

La séquence 1-2 (figure 86) montre de nouveau la superposition de deux sous-unités avec des faciès sismiques similaires à ceux des séquences sous-jacentes :

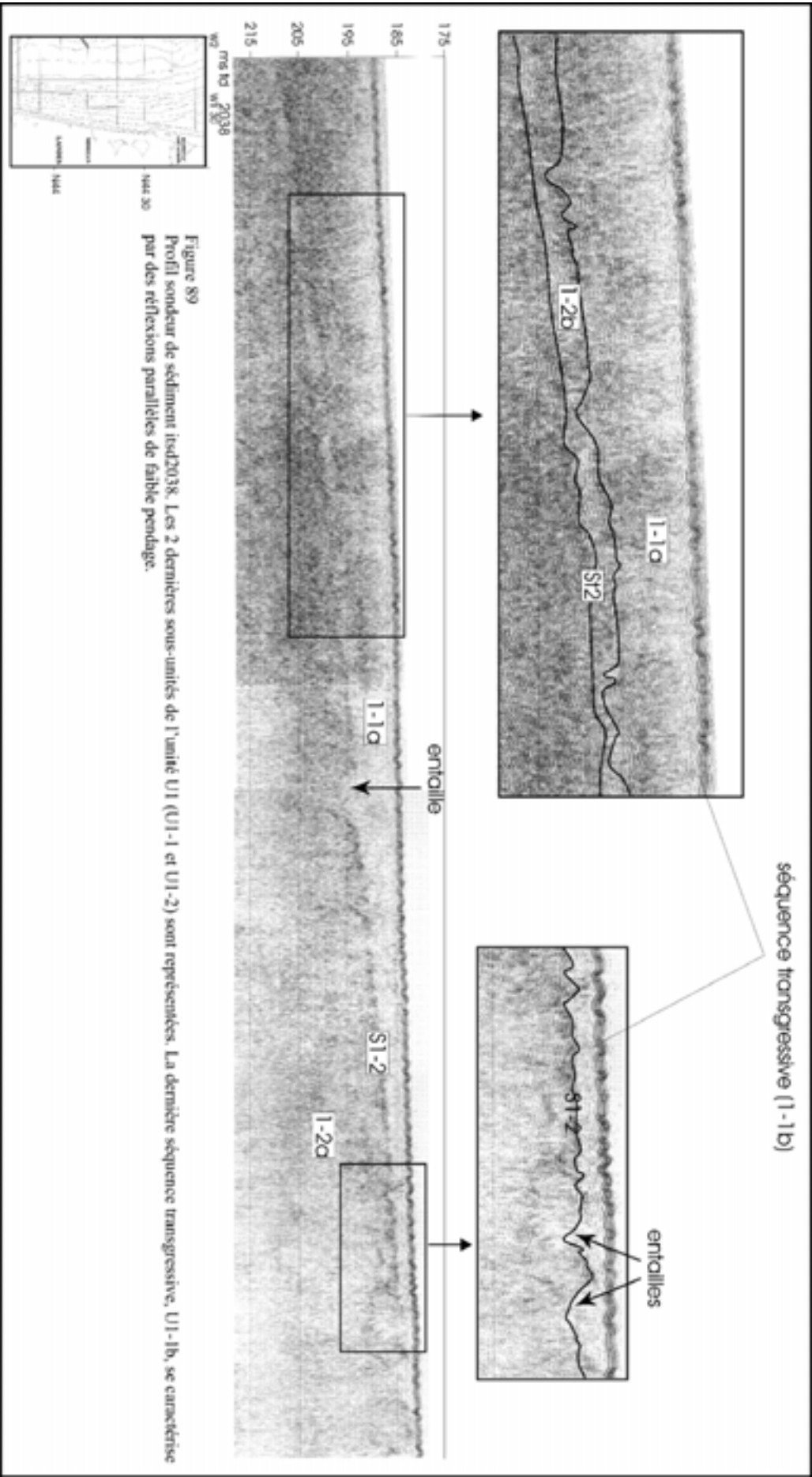
- une sous-unité 1-2a,
- une sous-unité 1-2b de moindre épaisseur que celle des sous-unités 1-6b ou 1-5b. Cette sous-unité 1-2b, bien représentée sur la figure 86, est fortement érodée vers le Sud où elle n'a plus qu'une épaisseur de quelques ms td. La limite supérieure de la sous-unité 1-2 b (S1-2) semble aussi avoir très fortement aplani la plate-forme, lui conférant un profil très régulier (figures 84 et 86).

Comme pour la séquence 1-3, cette séquence n'est présente que sur la plate-forme externe (figures 84 et 86).









Au sommet, la séquence 1-1 correspond de nouveau à la superposition de deux sous-unités (1-1a et 1-1b). Contrairement aux autres sous-unités litées (1-6b, 1-5b, 1-4b et 1-2b) la sous-unité 1-1b est formée d'un faciès transparent à lité vers le sommet (sous-unité 1-1b, figure 89) et elle se poursuit en direction de la plate-forme interne sous la forme d'un faciès drapant de quelques ms td d'épaisseur (figure 90).

Chaque séquence de la plate-forme externe semble donc être constituée de deux sous-unités décrites dans le tableau VIII formant une séquence type.

Séquences		Faciès sismiques	Limite supérieure de la sous-unité	Position sur le plateau
1	b	Transparent à lité vers le sommet	Fond de la mer	Interne à externe
	a	Transparent à chaotique	fond de la mer	Interne à médian
2	b	lité	Troncature d'érosion	externe
	a	chaotique	Troncature d'érosion	externe
3		chaotique	Troncature d'érosion, fond de la mer	externe
4	b	lité discontinu	Troncature d'érosion	Médian à externe
	a	transparent, amplitudes faibles,	Troncature d'érosion	Interne à externe
5	b	Lité à pendage ouest, downlap, plus ou moins érodé	Troncature d'érosion : surface fortement érosive avec des entailles par endroits	externe
	a	Chaotique, localement des formes en chenaux emboîtées ou superposées	De type plane, bonne continuité et forte amplitude	Externe et fin du plateau médian
6	b	Lité à pendage ouest, downlap, érodée vers le nord	Troncature d'érosion : surface fortement érosive avec des entailles par endroits	externe
	a	chaotique	rectiligne, bonne continuité et forte amplitude	externe

Tableau VIII. Description des sous-unités de la plate-forme externe

Si les séquences montrent une répétition régulière des séquences et des faciès sismiques, leur disposition et leur répartition dans l'espace présente des différences.

De la séquence 1-6 à la séquence 1-4, leur extension vers la côte (Est) s'accroît alors que les centres de dépôt se déplacent vers le Sud, bien que la séquence 1-4 montre un amincissement vers l'Ouest plus important au Sud qu'au Nord. Ce dernier aspect n'est probablement dû qu'à un phénomène érosif, les centres d'accumulation semblant bien se

stabiliser au Sud de la zone d'étude, qui apparaît comme une zone d'apport préférentiel et/ou de subsidence plus importante.

Par contre, pour les différentes séquences, les sous-unités « a » chaotiques ont par rapport aux sous-unités « b » litées une distribution relative similaire : elles se poursuivent toujours plus au Nord et à l'Est que ces dernières.

### **2-1-2 La zone médiane**

La zone médiane sud-aquitaine se caractérise par de faibles épaisseurs (de 0 à 20 ms td en général, c'est-à-dire à peu près entre 0 et 18 m) de l'unité 1 (figure 27). Nous y observons des déformations du substratum provoquées par des remontées diapiriques qui peuvent atteindre la surface (figure 39) et qui favorisent l'érosion de l'unité 1.

Les séquences que nous avons décrites dans le chapitre précédent ont tendance ici à se biseauter vers l'Est. Certains sous-unités inférieures (a) se poursuivent sur la zone médiane mais n'atteignent pas la zone interne (1-6a, 1-5a). Seul la sous-unité 1-4a se poursuit jusqu'à la zone interne (figure 88). Les sous-unités supérieures se biseautent toutes sur la zone externe sauf 1-1b qui se poursuit jusqu'à la zone interne. En effet, cette dernière n'a pas encore été érodée. Elle correspond à un drapage de quelques mètres d'épaisseur (figure 90).

### **2-1-3 La zone interne**

La plupart des séquences visibles sur la zone médiane ont été érodées avant d'atteindre cette zone. Seules deux séquences peuvent localement être observées sur le plateau interne (1-4 et 1-1). Le faciès chaotique de la séquence 1-4 se biseaute rapidement sous la séquence 1-1. La sous-unité 1-1b qui s'épaissit vers l'Est forme un prisme ouvert vers l'Est. Elle constitue l'essentiel de l'unité 1 (figure 90), son épaisseur pouvant atteindre plus de 20 mètres. Cette sous-unité montre des réflexions obliques bien marquées, se terminant vers l'ouest en downlaps et vers l'est en toplap ou en troncature d'érosion. Ces réflexions ne sont pas comparables à celles des sous-unités « b » que l'on retrouve au niveau la zone externe car elles sont moins fréquentes et de plus forte amplitude. Vers l'Est, le faciès progradant passe à un faciès chaotique puis transparent.

A la base de cette séquence, des entailles peuvent être présentes localement (figure 90).

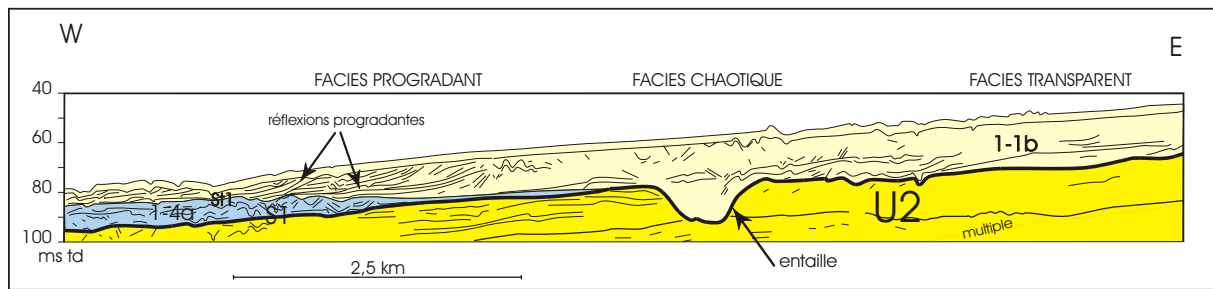
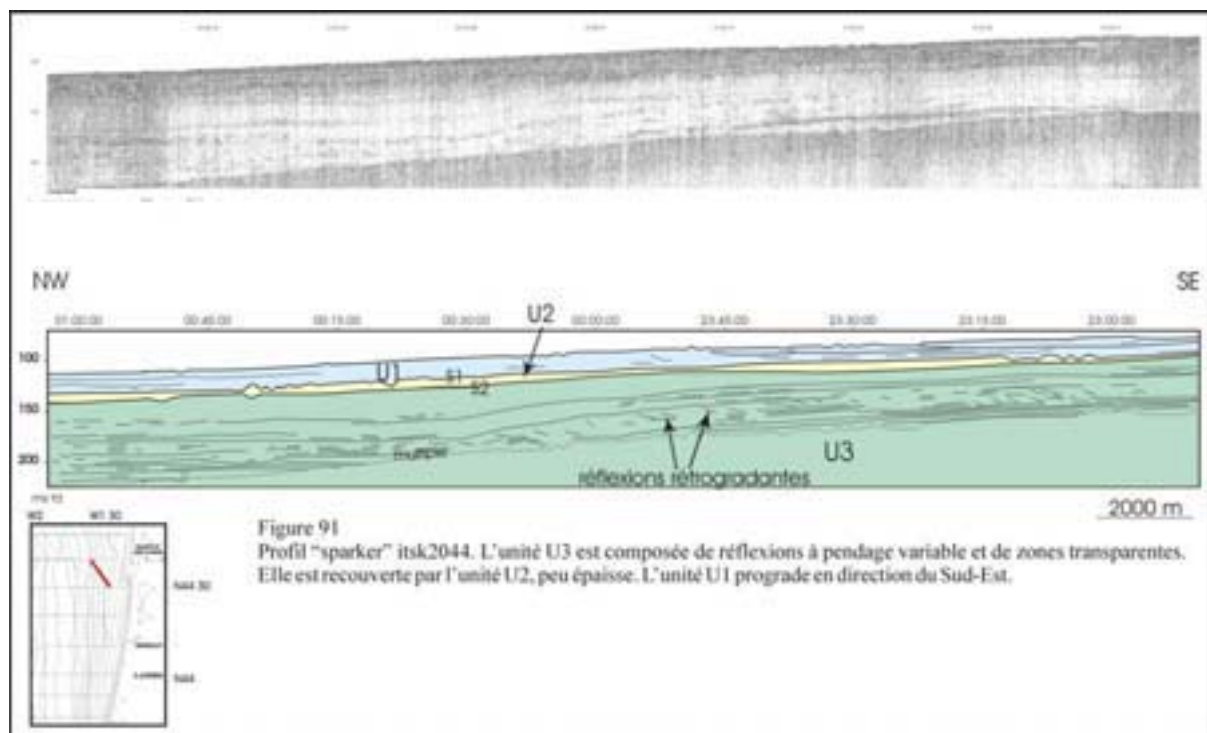


Figure 90 : Détail de la figure 27. Cette figure montre le dernier prisme de haut niveau marin. Il passe d'un faciès transparent puis chaotique à des réflexions progradantes vers l'Ouest. Il se dépose sur la surface transgressive St (= S1). Cette figure montre une des rares entailles présentes sur la plate-forme interne.

Au Nord de la zone, en face du Cap Ferret, le profil sparker itsk2044 (figure 91) montre un empilement des sous-unités se déplaçant en direction du sud.



## 2-2- Description et interprétation des cartes isopaques et isochrones

La carte des isochrones (figure 92) de la base de la couverture meuble montre un approfondissement régulier vers l'Ouest. Localement les isochrones, d'orientation générale Nord-Sud, forment des ondulations et des digitations qui sont probablement provoquées par la présence de diapirs tels que ceux décelés sur le profil sismique itsk017 de la figure 39.

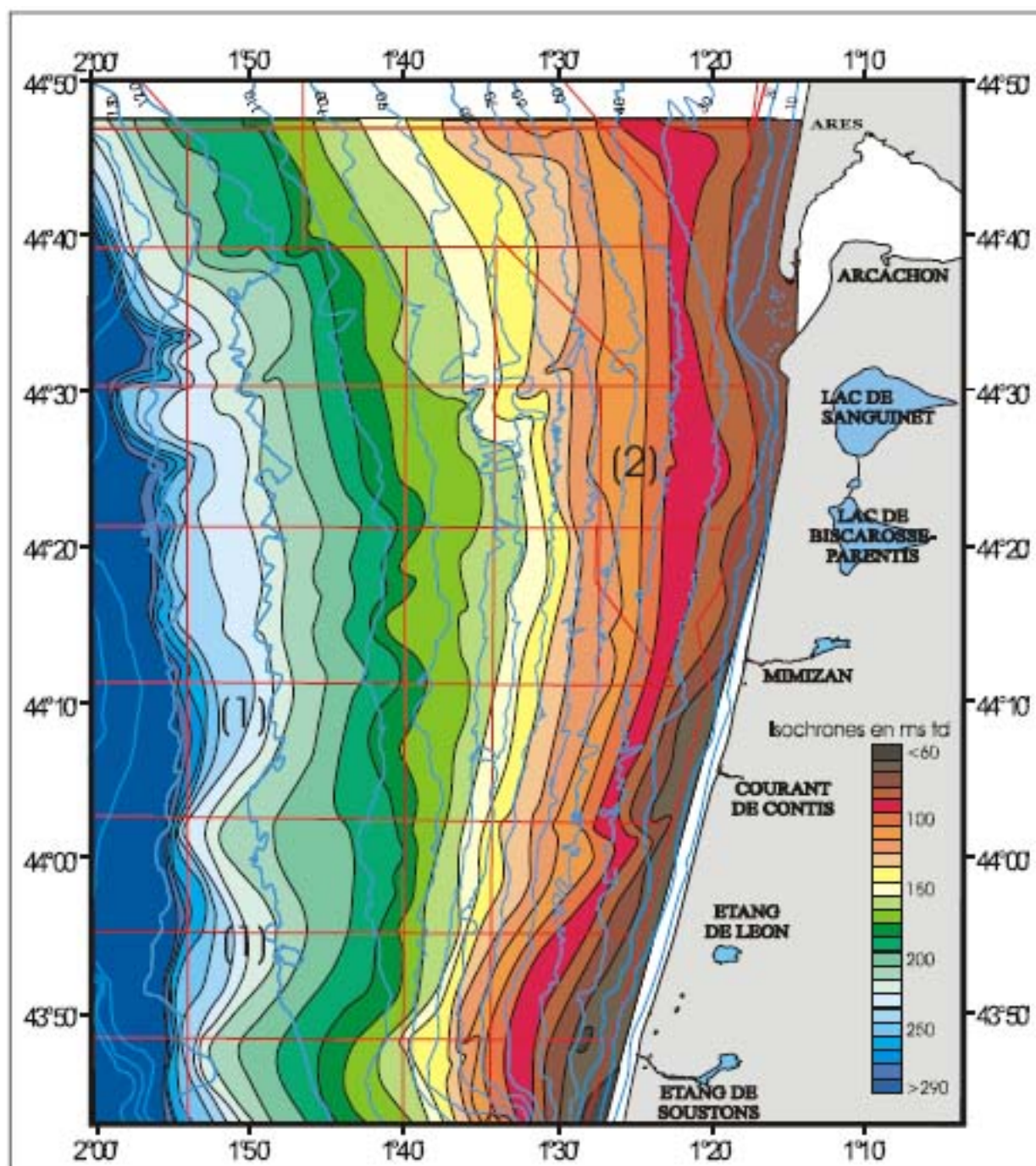


Figure 92 : Carte des isochrones de la discontinuité S1, en ms td. Les isochrones, d'orientation Nord-Sud s'approfondissent régulièrement vers l'Ouest où ils montrent des « ondulations » (1). Vers l'Est, ils s'incurvent en direction du continent au niveau de la zone de Mimizan- Parentis (2).



La carte des isopaques (figure 93) de la couverture meuble permet de distinguer en fonction de l'épaisseur des dépôts trois secteurs (A, B et C) :

1) La bordure externe du plateau (A). L'épaisseur de l'unité U1 est importante, comprise entre 150 et 30 ms td, avec un net et rapide épaississement vers l'Ouest. Deux zones de plus forte épaisseur sont orientées Ouest-Est en direction du continent : la première en face du lac de Biscarosse-Parentis et la deuxième en face du lac de Léon ;

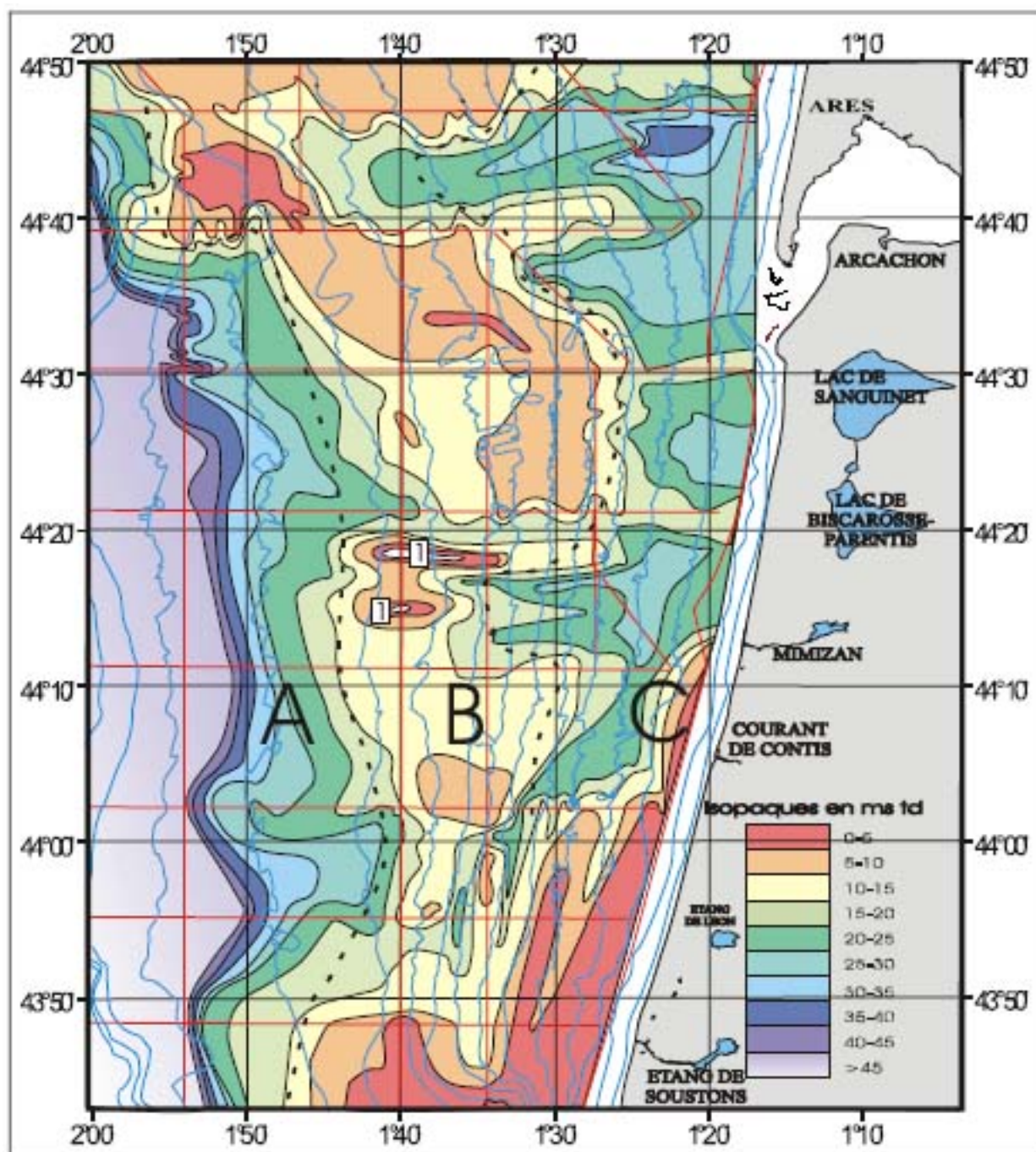


Figure 93 : Carte des isopaques de l'unité 1 en ms td. Trois secteurs orientés Nord-Sud sont visibles (A, B et C). Ils correspondent à des épaisseurs différentes de l'unité U1. Le secteur B est marqué par la présence de diapirs (1).

- 2) La zone médiane, entre 120 m et 60 m de profondeur. Ce secteur, complexe, correspond à un amincissement de la couverture meuble dont l'épaisseur se situe entre 0 et 20 ms td. Les diapirs, tels que ceux montrés sur la figure 39, provoquent la présence de seuils orientés Est-Ouest (zone de faible épaisseur) et de petits bassins (zone de plus forte épaisseur) ;
- 3) La zone interne, de 60 m de profondeur à la côte. L'épaisseur se situe entre 20 et 40 ms td. Trois dépôts-centres sont visibles en face du bassin d'Arcachon, des lacs de Sanguinet et de Biscarosse-Parentis, et de Mimizan. Vers le Sud, la couverture meuble s'amincit.

Afin de saisir l'évolution détaillée de la sédimentation, et notamment dans les déplacements des « dépôts-centres » sur la plate-forme sud-aquitaine, au cours des derniers épisodes de dépôt, une série de cartes isopaques correspondant à certaines séquences élémentaires de l'unité sismique U1 sont établies. Ces cartes (figures 94 à 97) correspondent respectivement à la séquence de base 1-6, à la séquence suivante 1-5, à un ensemble de sous-unités allant de 1-4a à 1-2a, ainsi qu'à la séquence 1-1 au sommet.

**1)** La *carte des isopaques de la séquence élémentaire de base 1-6* (figure 94). Une zone de plus forte accumulation au large de « Sanguinet-Parentis » est liée soit (i) à une reprise de la subsidence de la dépression du Cap Ferret (Brunet, 1983), soit (ii) à une zone d'effondrement péri-diapirique (« rim syncline »). Une deuxième zone d'accumulation, essentiellement liée au dépôt de la sous-unité 1-6b et de moindre importance que la première, peut être mise en évidence plus au Sud, en face de Léon.

**2)** L'analyse de la *carte des isopaques de la séquence 1-5* (figure 95). Comme précédemment, deux zones d'accumulation existent : au Nord la zone de « Sanguinet-Parentis » qui n'a pas évolué, au Sud la zone d'accumulation précédente gagne vers l'Est et s'étend sur l'ensemble du plateau externe et une partie du médian jusqu'à l'isobathe -90 m. A cette extension latérale plus importante correspond également une très nette augmentation d'épaisseur des dépôts. Cette migration des dépôts vers le Sud pourrait être due au rejeu des diapirs (figure 96) qui bloqueraient les apports en direction de la dépression du Cap Ferret et favoriseraient les transits en direction du Sud-Ouest. Les ondulations que dessinent les isopaques, au Sud de Mimizan, sont probablement provoquées par des structures plus profondes, notamment celles observées en bordure de plate-forme sur le profil itsk005b de la figure 38.

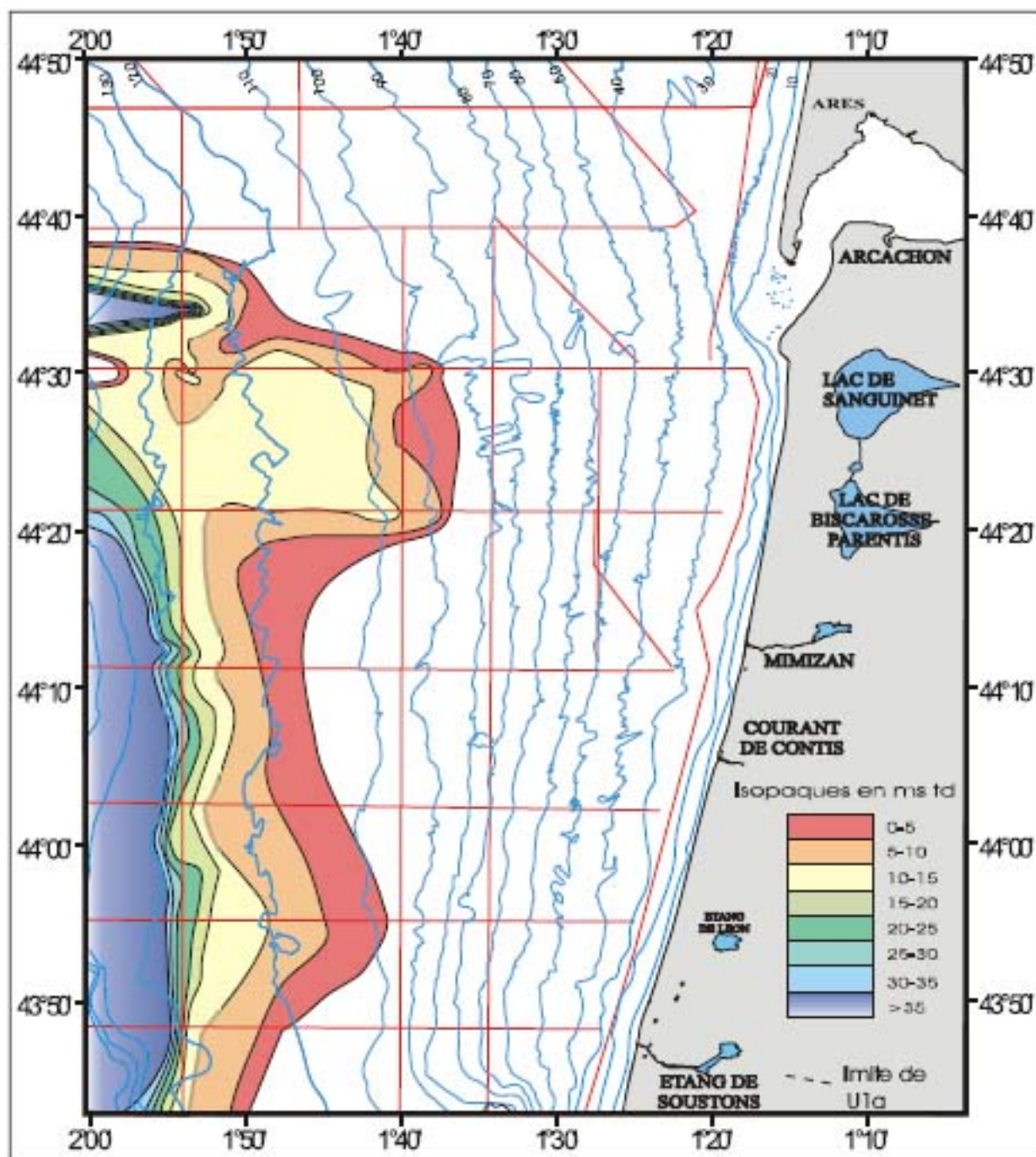


Figure 94 : Carte des isopaches de la séquence 1-6 de l'unité U1, en ms td.



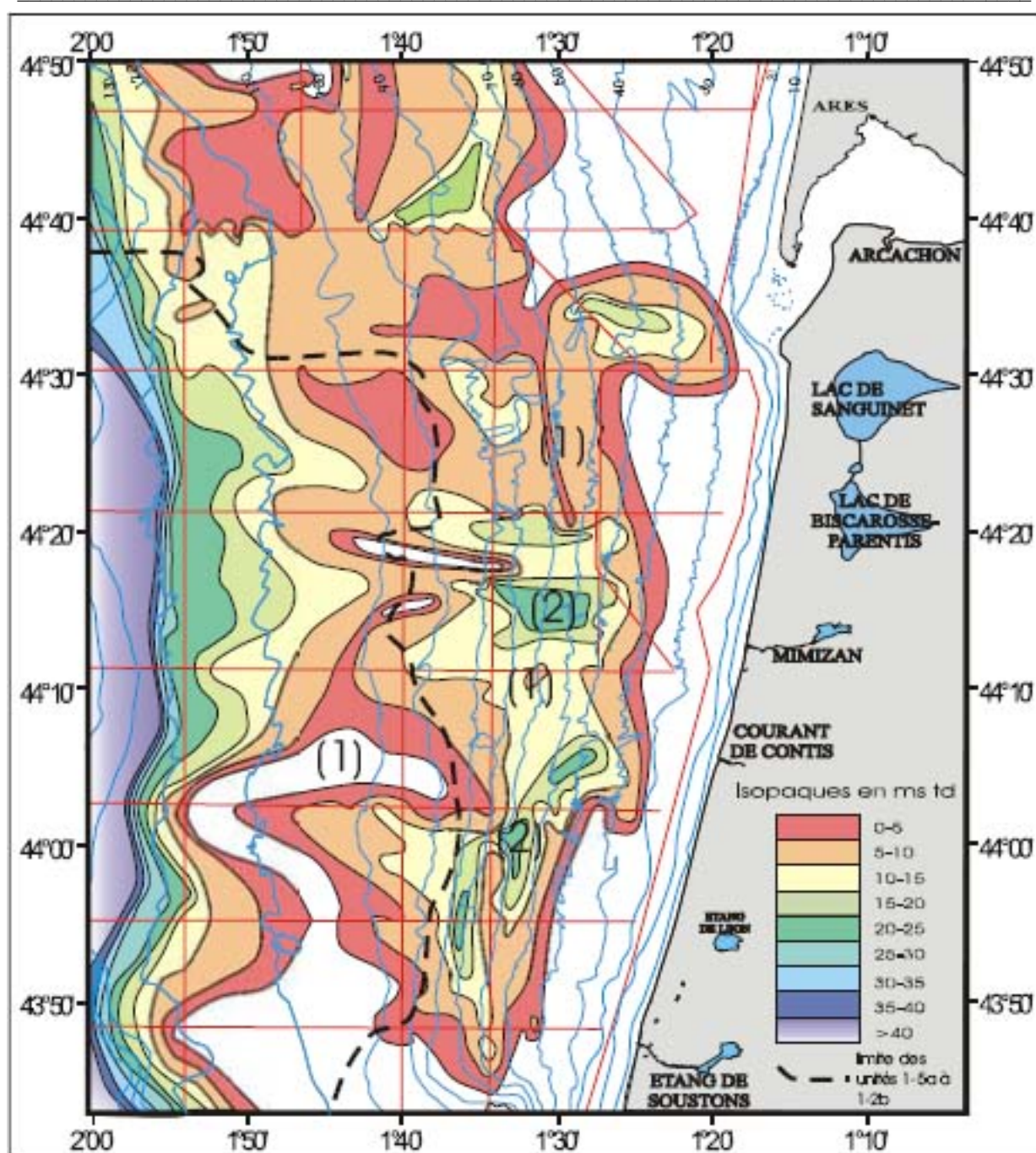


Figure 95 : Carte des isopaques de la séquence 1-5 de l'unité U1, en ms td.

3) La carte des isopaques des sous-unités 1-4a à 1-2a (figure 96). Les sous-unités s'étendent sur la majeure partie du plateau. Plusieurs zones, très localisées, se différencient et correspondent à des aires de faibles épaisseurs, voire d'érosion (figures 96 (1)), alternant avec des zones d'accumulation (figure 96 (2)). Cette disposition résulte très probablement de phénomènes diapiriques qui subdivisent la plate-forme en une série de petites dépressions ou de sillons, séparés par des seuils qui contrôlent la direction des transits et des épandages sédimentaires.

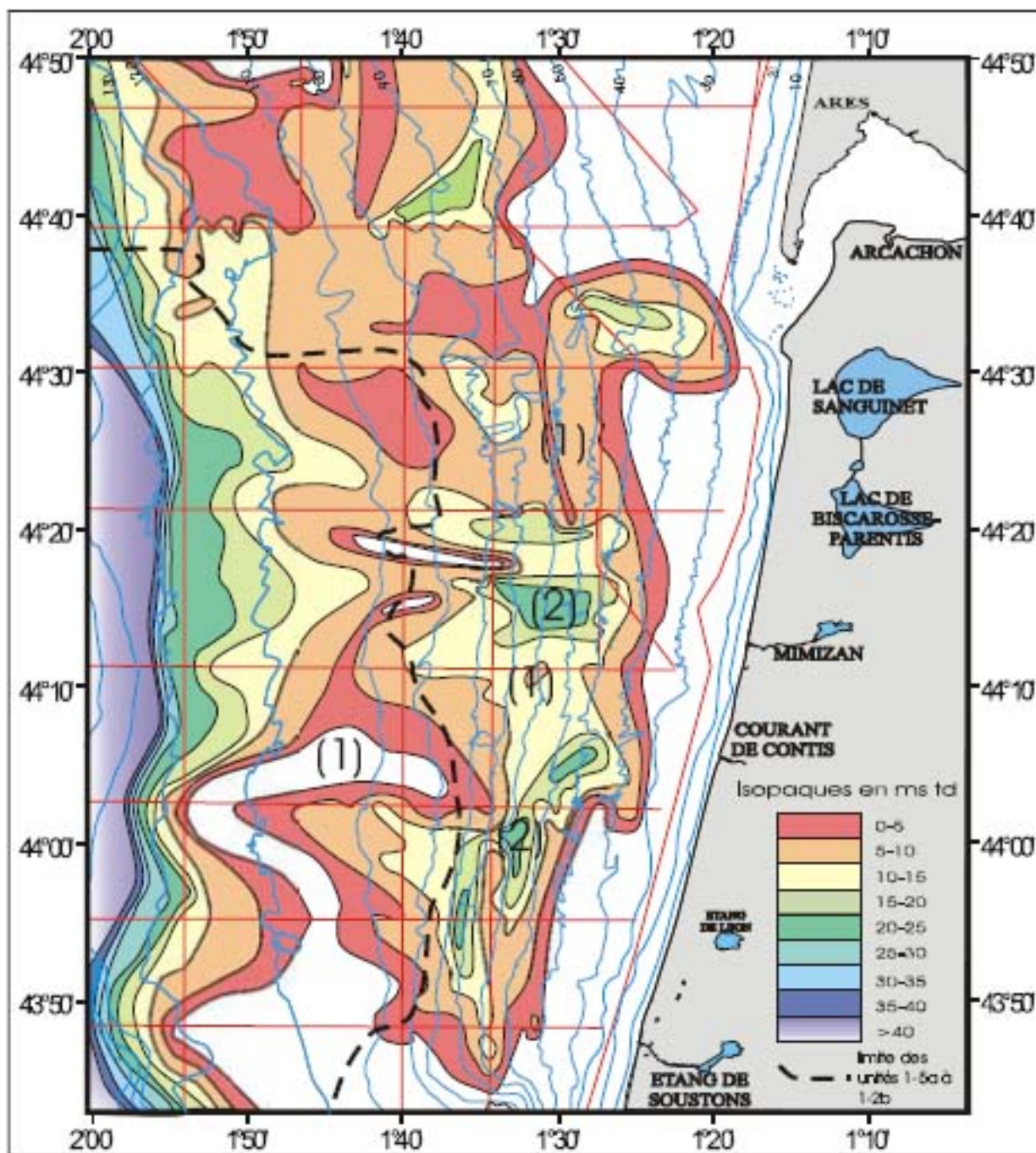


Figure 96 : Carte des isopaques des séquences 1-2 à 1-4 de l'unité U1, en ms td. Des aires de faible épaisseur (1) alternent avec des zones d'accumulation (2).

4) La carte des isopaques de la séquence terminale 1-1 (figure 97). La répartition et l'épaisseur des zones de dépôt changent catégoriquement au cours de la dernière phase de mise en place de l'unité U1. En effet, s'il subsiste sur la bordure du plateau externe une zone d'accumulation mais bien moins épaisse que précédemment, sur la plus large partie du plateau



(externe médian), la séquence 1-1 est uniformément répartie avec une épaisseur réduite (de moins de 5 ms td). Par contre, les dépôts redeviennent relativement épais sur le plateau interne, entre le littoral et l'isobathe -50 m. Cette zone d'accumulation correspond en grande partie au prisme littoral, bien visible sur la figure 35, mis en place au cours du haut niveau marin actuel.

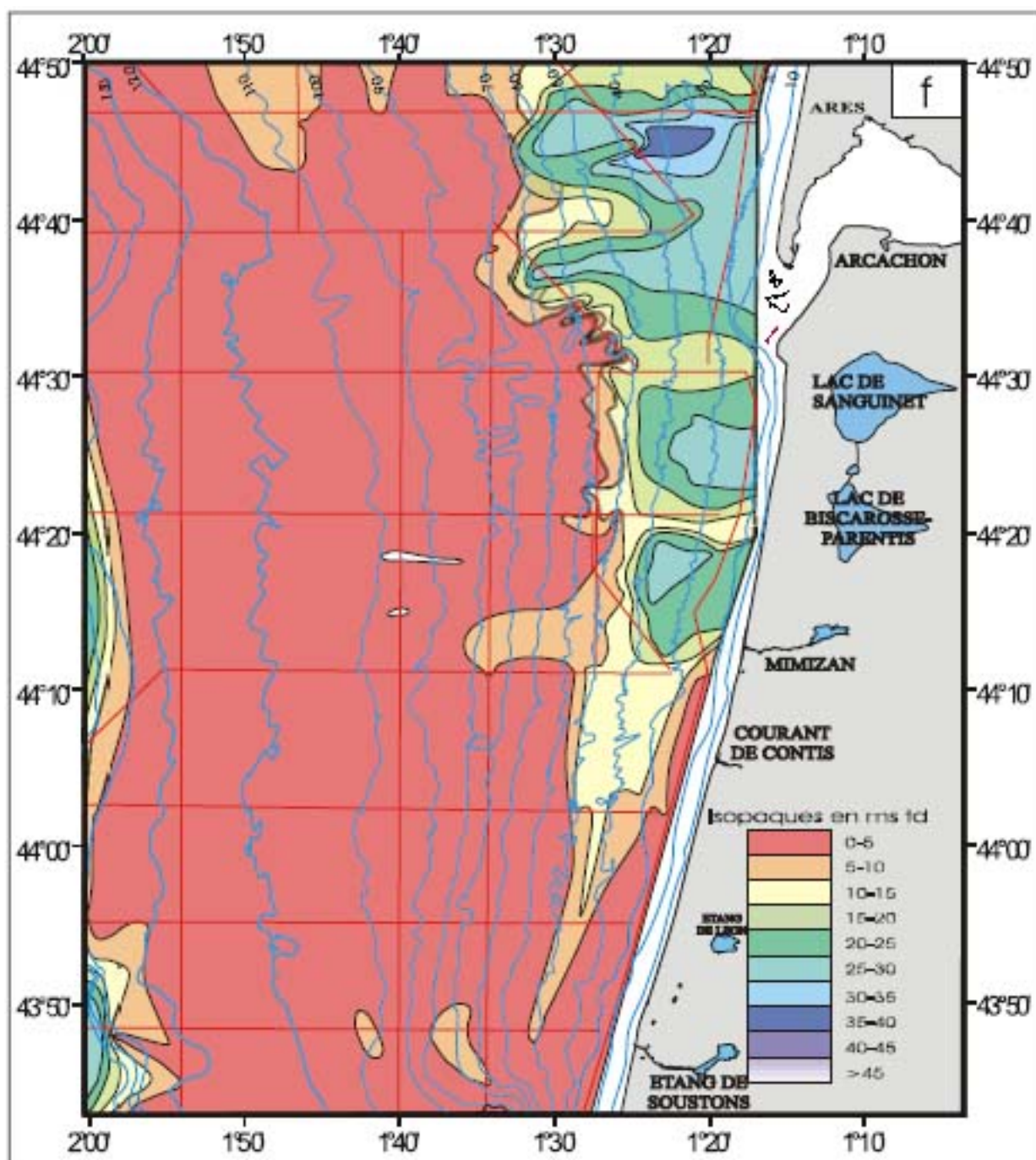


Figure 97 : Carte des isopaques de la séquence 1-1 de l'unité U1, en ms td.

Cependant, au sein de ce prisme, deux particularités apparaissent. En premier lieu, plusieurs zones de plus fortes épaisseurs se distinguent. De toute évidence, ces zones se trouvent en relation avec les exutoires du réseau hydrographique reconnu à terre, avec du Nord au Sud les débouchés du Bassin d’Arcachon (Arès et Arcachon), et des lacs de Sanguinet, de Biscarosse-Parentis et enfin au droit de Mimizan. La migration des dépôts vers le Sud de l’unité U1 en face du Bassin d’Arcachon (figure 91) témoignerait du déplacement de l’exutoire de la Paléo-Leyre vers le Sud, au fur et à mesure de la formation de la flèche sableuse du Cap Ferret. La deuxième particularité apparaît à l’extrême Sud, à partir de Mimizan, où s’observe une gouttière allongée parallèle à la côte et aux isobathes. Elle montre un gradient d’épaisseur décroissant vers le Sud. Cette gouttière pourrait fort bien être en relation avec une paléo-vallée quaternaire mise en évidence sur la bordure septentrionale (Cirac *et al.*, 2001).

Les facteurs de contrôle des dépôts évoluent : d’un contrôle uniquement structural à la base de l’unité U1, on passe progressivement vers le sommet à un contrôle lié au réseau hydrographique.

## **2-3 Discussion**

### **2-3-1 La séquence type : processus de mise en place sur la plate-forme externe**

A l'échelle de temps considérée (Quaternaire), la subsidence présente sur le plateau sud-aquain est considérée comme constante. Elle joue essentiellement un rôle dans la préservation des séquences, permettant une plus grande épaisseur des dépôts. Au contraire, le diapirisme peut favoriser l'érosion des séquences dans la mesure où il peut provoquer une remontée des fonds, voire une émergence. Si ce processus a pu jouer un rôle significatif sur la plate-forme médiane où il entraîne une érosion de plusieurs mètres d'épaisseur dans la couverture meuble, il a peu ou pas d'influence sur la plate-forme externe où la tranche d'eau reste toujours plus importante et permet une meilleure préservation des dépôts. Les phénomènes tectoniques seront donc considérés comme moins importants que les variations eustatiques au niveau du contrôle des caractères de la séquence-type de la plate-forme externe.

Les apports sédimentaires, par contre, sont très variables. Ainsi, pour le Quaternaire, Legigan (1979) indique des flux de matériaux importants, au centre du Bassin Aquitain, qui évoluent généralement avec les variations du niveau marin. Nous avons vu que les cycles climatiques du Quaternaire influent sur la nature et la quantité des sédiments terrigènes apportées à l'océan. En particulier au début des périodes de réchauffement qui se marquent :

- à l'échelle globale, par une remontée eustatique du niveau marin. Ces variations eustatiques provoquent la mise en place des surfaces limitant les sous-unités ou les séquences (surface de discontinuité, surface transgressive) et contrôlent la géométrie et la répartition des séquences,
- à l'échelle régionale, par un changement important dans les apports terrigènes. La quantité de sédiment et la granularité sont contrôlés par le climat « à terre ». En effet, le réchauffement du climat entraîne périodiquement le dégel des zones péri-glaciaires et notamment, dans notre région, la fonte progressive des glaciers qui recouvraient les Pyrénées. Ce changement provoque des débâcles avec des pics de charges solides de plus en plus fréquents et intenses dans le réseau hydrographique. Ces décharges, probablement très hétérogènes, sont évacuées en bordure de plate-forme encore exondée. Quand les débâcles glaciaires s'amortissent, la charge solide diminue et le sédiment qui arrive à l'océan devient plus fin (sablo-silteux) et mieux classé.

Les processus conduisant à la mise en place de la séquence-type de la plate-forme externe sont donc considérés comme essentiellement contrôlés par les variations du niveau marin, elles-mêmes sous contrôle climatique.

La couverture meuble correspond à une succession de séquence-types dont la mise en place peut se schématiser de la façon suivante (figure 98) :

- la limite inférieure de la séquence correspond à une phase fortement érosive (phase 1), tronquant la sous-unité inférieure, qui se produirait en période de baisse du niveau marin alors que les cours d'eau n'ont pas atteint leur profil d'équilibre. Les sédiments apportés du continent ou érodés sur la plate-forme sont évacués vers le bas de pente et le glacis, avec la mise en place sur la plate-forme externe des surfaces d'érosion très irrégulières.
- la phase suivante (phase 2) correspondrait à la période de stabilisation du bas niveau marin et à l'amorce de la remontée. Le réseau hydrographique atteint progressivement son profil d'équilibre. Les sédiments colmatent les dépressions. Ils se caractérisent par un faciès acoustique parfois chaotique, parfois à structures en forme de petits chenaux (figure 87), mais toujours de forte amplitude (sous-unités « a » des séquences). Ces petits chenaux pourraient correspondre à des systèmes anastomosés de transport des sédiments. Leur position, souvent en-dessous de 110 m de profondeur (sur la figure 86, ils sont à plus de 150 m de profondeur), témoignerait d'une origine sous-marine plutôt qu'aérienne.
- la troisième phase débute par la formation de la surface plane continue et de forte amplitude (St) au toit des faciès chaotiques. Elle correspondrait à une surface transgressive en phase de remontée du niveau marin. Elle marque le passage de dépôts hétérogènes probablement grossiers (faciès chaotique), à des sédiments relativement plus fins (sableux ou silto vaseux), et plus homogènes marqués par des réflexions bien stratifiées, à faciès lité (sous-unités « b » des séquences). La géométrie des réflexions qui se terminent en « downlap » vers le large (figure 87), au sud de la zone, pourrait indiquer une progradation liée à une augmentation du taux des apports ou à une diminution de l'espace disponible (soulèvement lié au diapirisme régional ?), alors que plus au nord les « onlaps » témoigneraient d'une simple augmentation de l'espace disponible.
- la quatrième phase correspond à une phase érosive, c'est-à-dire à un retour à la phase initiale, liée à une chute du niveau marin. Elle se marque par des entailles et une érosion du faciès lité et constitue la limite supérieure de la séquence (S).0

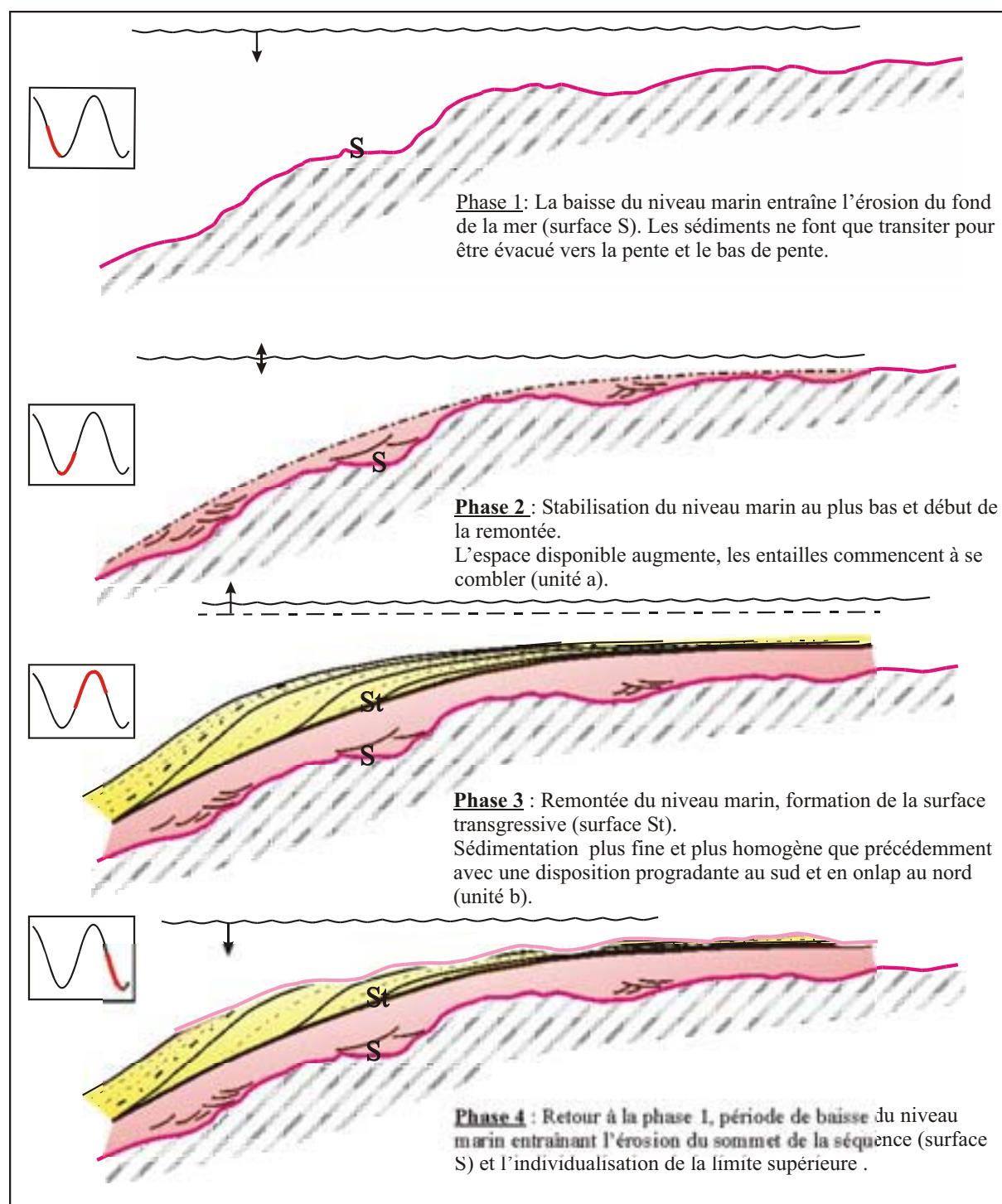


Figure 98 : Processus de mise en place de la séquence type de la plate-forme sud-aquitaine externe. Cette mise en place s'effectue en quatre phases.

### 2-3-2 La séquence 1-1 : un cycle eustatique complet

De par sa position stratigraphique (au sommet de l'unité U1), la séquence 1-1 se différencie légèrement du modèle proposé. La surface érosive limitant à la base cette séquence correspond à une abrasion de l'ensemble du plateau continental, entre le littoral



actuel et 130 m de profondeur environ. Cette érosion paraît bien plus importante que les érosions antérieures. Les entailles formées se retrouvent sur l'ensemble de la plate-forme (figures 88, 89 et 90) où elles incisent plus ou moins profondément le substratum.

Au niveau de la zone externe, la séquence 1-1 commence à se mettre en place en remplissant les entailles puis en progradant et débordant vers l'ouest (sous-unité 1-1a, figures 84 et 86). Par la suite, lorsque le niveau marin commence à remonter, une grande partie de la plate-forme se trouve régulièrement aplanie par arasement des reliefs et comblement des dépressions (début de la sous-unité 1-1b).

Cette sous-unité transgressive 1-1b recouvre l'ensemble de la plate-forme par quelques mètres de sédiments. Selon les datations d'Arbouille (1987) effectuées plus au Nord, elle correspondrait à la dernière transgression marine débutée il y a 15000 ans. L'augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau au fur et à mesure de la remontée du niveau marin permettrait une meilleure préservation des sédiments et donc une meilleure continuité des réflexions vers le haut. La faible épaisseur de cette sous-unité serait liée au déplacement constant de la ligne de côte vers l'Est.

A l'Est, sur la plate-forme interne, cette sous-unité s'épaissit et forme un prisme sédimentaire qui se serait mis en place depuis que le haut niveau marin moderne s'est établi. Les réflexions progradantes qui marquent ce prisme (figure 90), souvent de plus forte amplitude, pourraient correspondre à d'anciens niveaux de plage sablo-graveleux (Fitzgerald *et al.*, 1992).

La proximité de paléo-fleuves est confirmée par une épaisseur plus importante des dépôts au droit des lacs (Sanguinet, Biscarosse-Parentis) ainsi que de la lagune d'Arcachon, vestiges actuels des paléo-fleuves quaternaires.

## **2-4 Interprétation stratigraphique**

L'absence de carottages suffisamment longs et de datations sur les prismes de bordure de la plate-forme aquitaine entraîne une interprétation stratigraphique assez hypothétique des différents sous-unités. Cependant, l'interprétation proposée ainsi que celle des modalités de leur mise en place reposent sur les modèles de Posamentier *et al.* (1988) et Vail *et al.* (1991) et se réfèrent, par comparaison à des travaux similaires sur d'autres plates-formes. Notamment dans le golfe de Cadix (Somoza *et al.*, 1997 ; Lobo *et al.*, 1999) ou dans le Golfe du Lion (Tesson *et al.*, 1990, 1993), ces travaux indiquent en général un âge Quaternaire supérieur pour la base des couvertures meubles.

Il est difficile de connaître l'importance des apports sédimentaires sur la plate-forme sud-aquitaine car on ne connaît pas le débouché exact ni, surtout, l'importance des paléo-fleuves entre la Gironde et l'Adour au cours du Quaternaire. Ils ont certainement eu des débits, au cours du Quaternaire, plus importants qu'actuellement. De plus, de nombreux petits fleuves côtiers ont drainé le bassin landais. Enfin, les taux de sédimentation connus correspondent à la plaine abyssale et aux canyons encadrant la plate-forme sud-aquitaine (Caralp, 1971, 1972 ; Cremer, 1983) ou à l'Holocène (Jouanneau *et al.*, 1999). Deux hypothèses peuvent être envisagées pour l'histoire de la formation de l'unité U1 selon l'importance du taux de sédimentation envisagé :

- avec un taux de sédimentation important, l'unité U1 se met en place durant un laps de temps relativement court. Elle pourrait correspondre à une séquence de quatrième ordre comprenant plusieurs séquences de cinquième ordre enregistrant une histoire qui s'étendrait sur les 150 000 dernières années,
- avec un taux de sédimentation plus réduit, il faut plus de temps pour que l'unité U1 se dépose. Elle pourrait être formée de la succession de plusieurs séquences de quatrième ordre, représentant une histoire s'étendant sur environ 500 000 ans.

La figure 24, prise comme référence pour la première hypothèse, montre la répartition des cycles de cinquième ordre entre les stades isotopiques 6 et 1. La figure 23, utilisée pour la deuxième hypothèse décrit des cycles de quatrième ordre avec une moins bonne résolution.

### **Première hypothèse (figure 99) : taux de sédimentation fort**

Dans cette hypothèse, nous partons du principe que le taux de sédimentation est important et que l'unité U1 s'est mise en place en 150 000 ans.

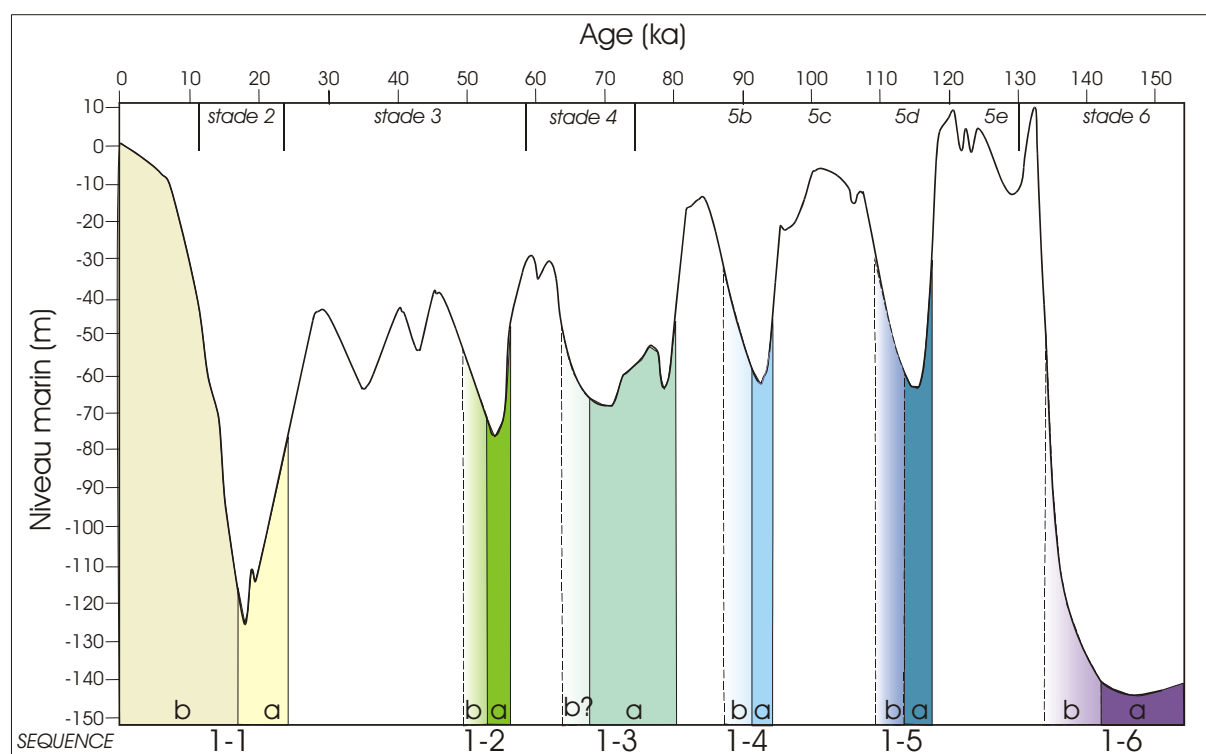


Figure 99 : Cadre stratigraphique du dépôt de la couverture meuble sur la plate-forme sud-aquaine : première hypothèse. Courbe lissée très haute résolution des fluctuations du niveau marin pour le Quaternaire terminal, obtenue à partir des travaux de Bloom *et al.* (1974), Chappel et Shackleton (1986), Pinter et Gardner (1989) et Bard *et al.* (1990). Cette courbe correspond à un cycle de quatrième ordre subdivisé en plusieurs cycles de cinquième ordre. Les différentes séquences élémentaires décrites précédemment en bordure de plate-forme sont corrélées avec les bas niveaux marins de cinquième ordre.

La base de l'unité U1 correspondrait au bas niveau marin du stade isotopique 6 (d'après les courbes de Shackleton *et al.*, 1991 et Funnel, 1995, figure 24). Le stade 6 est daté d'environ 150 000 ans et serait une régression plus importante que le stade 2 (-140 m de profondeur environ, Bloom *et al.*, 1974 ; Chappel et Shackleton, 1986 ; Pinter et Gardner, 1989 ; Bard *et al.*, 1990). Le rivage a atteint l'une des positions les plus basses du Plio-Quaternaire, en bordure de plate-forme. Ce stade, et la transgression qui suit, peut donc être responsable de la mise en place de la surface de base fortement érosive S1.

Les apports sédimentaires pendant le stade isotopique 6 devaient être importants. Si en fin de régression, tous les apports sédimentaires se déversent directement sur la pente, les apports au début de la remontée permettent le dépôt de la sous-unité 1-6a. La transgression suivante, rapide, et le haut niveau marin du stade 5e (+10 m environ par rapport à la côte actuelle) favorise le dépôt et surtout la préservation de la sous-unité transgressive 1-6b, bien développée sur la plate-forme externe.

La séquence 1-5 est édifiée durant le bas niveau marin suivant et le début de la remontée (stade isotopique 5d). Le haut niveau marin assez long (figure 99) permettrait un dépôt épais de la sous-unité 1-5b et donc la préservation d'une partie de cette sous-unité transgressive.

La séquence 1-4 débiterait pendant le stade isotopique 5b. La sous-unité transgressive 1-4b est ici discontinue. Sa faible préservation pourrait être liée à une forte érosion au début de la séquence suivante.

La séquence 1-3, particulière parce que composée d'une seule sous-unité 1-3a, se formerait à la fin du stade 5 et pendant le stade isotopique 4. La chute du niveau marin, bien marquée, a entraîné une forte érosion de la sous-unité sous-jacente 1-4b. L'absence de la sous-unité transgressive 1-3b peut s'expliquer ici aussi par une érosion très importante (chute très rapide lors de la mise en place du bas niveau marin du stade 3) ou par un dépôt peu épais, lié à la faible amplitude de la phase de remontée et du haut marin suivant, ce qui n'a pas permis de conserver la sous-unité transgressive.

La séquence 1-2 montre à nouveau deux sous-unités. La sous-unité 1-2a se serait formée en liaison avec le bas niveau marin du stade 3. La sous-unité 1-2b a dû être plus épaisse que les sous-unités transgressives antérieures parce qu'elle est bien conservée malgré la forte érosion provoquée par l'importante chute du niveau marin du stade 2 (bas niveau marin de 120-130 m environ). Cette forte épaisseur serait en bonne adéquation avec une durée du haut niveau marin nettement plus importante (plus de 20 000 ans) que la séquence précédente et bien que le niveau marin se soit situé 40 m sous le niveau actuel.

La séquence 1-1 est la dernière séquence déposée. La sous-unité 1-1a se serait mise en place lors du bas niveau marin du stade 2 et au début de la remontée du stade 1. Son épaisseur, assez importante par endroits (figure 84), s'expliquerait en partie par la remobilisation des sédiments de la sous-unité transgressive 1-2b. La sous-unité 1-1b correspond à l'ensemble de l'unité transgressive du dernier « post-glaciaire » ainsi qu'au haut niveau marin holocène.

Cette hypothèse est plausible surtout si on considère un basculement du rebord de la plate-forme qui accentuerait la remontée du niveau marin et donc favoriserait la préservation des unités sédimentaires. Ce basculement est confirmé par un redressement des strates bien visible au Sud de la zone : en effet, les réflexions de l'unité U3 ont un pendage plus important que celles de l'unité U2 qui sont elles aussi plus pentées que celles de l'unité U1. Ce basculement et la subsidence importante de la zone auraient entraîné le dépôt d'une grande quantité de sédiment visible sur les profils sismiques.

## Deuxième hypothèse (figure 100) : taux de sédimentation faible

Dans cette hypothèse, nous partons du principe que le taux de sédimentation est moins important que précédemment. L'unité U1 se serait alors mise en place au cours d'une longue période de temps d'environ 500 000 ans.

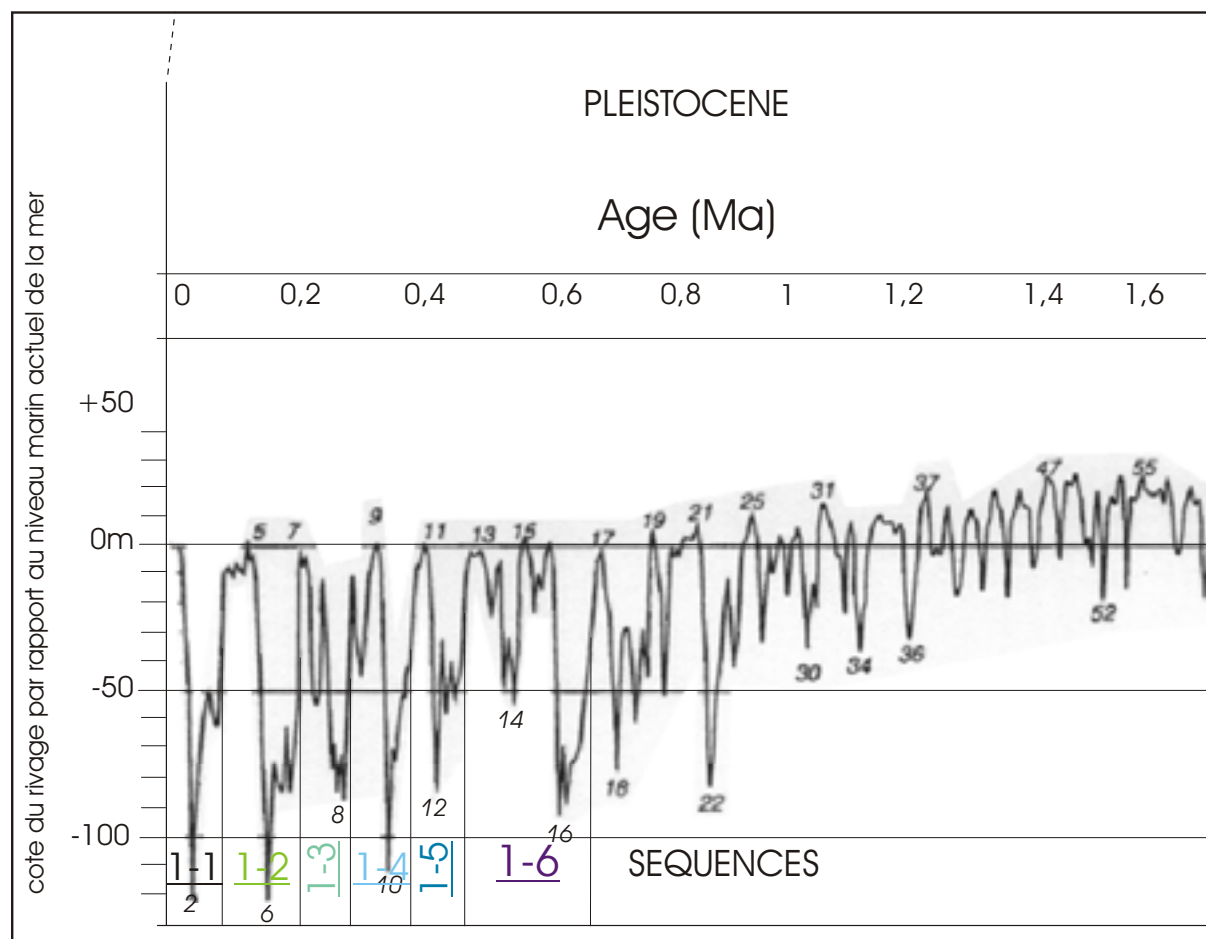


Figure 100 : Cadre stratigraphique du dépôt de la couverture meuble sur la plate-forme sud-aquaine : deuxième hypothèse. L'unité U1 est composée de six séquences d'ordre 4 en bordure de plate-forme. Les stades isotopiques sont en italique sur la courbe. Les variations glacio-eustatiques sont estimées d'après les variations de composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer (d'après Shackleton *et al.*, 1991 et Funnel, 1995).

L'unité U1 comprend toujours six séquences, d'ordre 4 cette fois-ci. Ces séquences correspondent à la succession de six bas niveaux marins. La base de la première séquence se serait mise en place lors du bas niveau marin du stade isotopique 16. Ce stade est marqué par une chute importante du niveau marin (plus de 90 m). La sous-unité 1-6b engloberait les stades isotopiques 15 et 13. Le stade 14 (chute du niveau marin à 50 m) ne semble pas suffisamment bas pour créer une érosion importante sur la plate-forme externe et perturber notablement le dépôt de la sous-unité 1-6b.

La base de la séquence 1-5 se serait constituée lors de la chute du niveau marin du stade 12 dont le bas niveau marin arrive à 80-90 m de profondeur. Les dépôts de cette séquence se seraient mis en place en bas niveau marin (sous-unité 1-5a) et lors de la remontée et du haut niveau marin suivant (stade 11, sous-unité transgressive 1-5b).

Le stade 10 s'accompagne d'un bas niveau marin à environ 110-120 m de profondeur. Cet important bas niveau expliquerait l'érosion plus marquée de la sous-unité 1-5b sous-jacente à la séquence 4. La sous-unité 1-4b est elle-même fortement érodée, probablement lors de la chute du niveau marin liée au stade 8.

La séquence 1-3 se serait déposée lors des stades 8 et 7, après une chute du niveau marin à moins de 80-90 m. Cette séquence se marque par l'absence de la sous-unité 1-3b qui, comme pour la sous-unité 1-4b, a été totalement érodée.

Au cours du stade 6, le bas niveau marin arrive en bordure de plate-forme, atteignant des profondeurs maximales d'environ 140 m. L'importance de cette chute du niveau de la mer aurait provoqué l'érosion de la totalité de la sous-unité transgressive 1-3b de la séquence 1-3 précédente avant l'installation de la séquence 1-2. La durée du haut niveau marin suivant (stade 5e) a permis la mise en place d'une sous-unité transgressive assez épaisse. La chute du niveau marin entre le stade 5 et le stade 2 n'a donc pas pu éroder entièrement cette sous-unité.

La mise en place de la séquence 1-1, comme dans la première hypothèse, aurait débuté au stade 2 et se serait poursuivie lors de la transgression holocène.

Une remarque peut être faite sur l'érosion des sous-unités 1-3b et 1-4b. En effet, après leur dépôt, la chute du niveau marin suivante est constituée par plusieurs chutes mineures (entre 40 et 60 m) qui ont pu favoriser l'érosion complète, en une ou plusieurs étapes, de ces sous-unités.

## **2-5 Conclusions**

L'interprétation de profils sismiques très haute résolution situés sur la plate-forme Sud-aquitaine a mis en évidence une discontinuité majeure S1 sur laquelle s'installe la couverture meuble Sud-aquitaine. Cette couverture, mise en place durant le Quaternaire supérieur ou récent, serait constituée de six séquences de dépôt.

Chacune de ces séquences débute par une surface fortement érosive (S) et est composée de deux sous-unités séparées par une surface nette et relativement plane (St). La première sous-unité « a » des séquences élémentaires montre un faciès sismique essentiellement chaotique à l'intérieur duquel des petits chenaux sont visibles. Le sommet de cette sous-unité est aplanie par la mise en place de la surface transgressive (St). Sur cette dernière se dépose une sous-unité « b » à faciès sismique lité, composée de réflexions aggradantes à progradantes du Nord vers le Sud. La sous-unité « b » est tronquée par la séquence suivante.

Cette séquence-type se répète sur la zone externe avec des variations mineures essentiellement liées à l'épaisseur des différentes sous-unités. Seul la sous-unité « a » de cette séquence se poursuit au niveau de la zone médiane, la sous-unité « b » se biseautant rapidement vers l'Est au niveau de la zone externe. La majeure partie des sous-unités de la zone médiane est érodée avant la zone interne. Celle-ci est essentiellement caractérisée par un prisme à faciès transparent ou chaotique, passant vers l'Ouest à des réflexions progradantes. Ce prisme constitue la partie supérieure de la sous-unité « b » de la dernière séquence déposée.

La formation de cette séquence-type est liée aux variations du niveau marin. En effet, la discontinuité érosive S se serait formée lors de la chute du niveau marin. Lorsque les fleuves atteignent leur profil d'équilibre, en bas niveau marin et au début de la remontée suivante, ils commencent à combler les chenaux formés par la surface S par du sédiment probablement grossier, responsable du faciès chaotique de la sous-unité « a ». Lors de la remontée du niveau marin, la surface transgressive St se met en place. Sur cette surface, se dépose la sous-unité « b » durant la remontée. Son faciès lité indiquerait des dépôts plus homogènes et relativement bien classés. Sur la plate-forme interne se met en place un prisme progradant correspondant au prisme de haut niveau marin ou d'inondation.

Le même type de séquence élémentaire se retrouve au sommet de l'unité U2 du substratum décrite dans la première partie du chapitre F.



Deux hypothèses peuvent être considérées pour l'âge de l'unité U1. Dans la première hypothèse, les séquences constituant la couverture meuble sont des séquences de cinquième ordre mises en place entre le stade 6 (environ –150 ka) et l'actuel. Dans la deuxième hypothèse, la couverture meuble se serait formée entre le stade 17 (environ –650 ka) et l'actuel. Les six séquences seraient alors des séquences de quatrième ordre. La régularité de la succession des séquences élémentaires, leur relativement faible épaisseur, le fait que ces sédiments paraissent meubles ou faiblement indurés et enfin leur similitude avec d'autres prismes identiques décrits sur d'autres plates-formes et notamment sur le plateau de Cadix (Somoza *et al.*, 1997 ; Lobo *et al.*, 1999) font qu'il nous paraît plus logique de privilégier la première hypothèse.

Deux zones de diapirs sont visibles : la première en face du lac de Biscarosse-Parentis, la deuxième en face de Mimizan. Le fonctionnement de ces diapirs a provoqué la formation de dépressions d'effondrement (au niveau des séquences 1-5 et 1-6), puis la migration des dépôts-centres vers le Sud lorsqu'ils commencent à percer (séquence 1-5). Enfin, ils provoqueraient la formation de petits bassins à leur périphérie (séquences 1-2, 1-3 et 1-4).



### **3- La plate-forme nord-aquitaine**

L'unité sismique U1 se dépose sur une discontinuité fortement érosive S1. Cette surface se retrouve sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine, comme le montrent les différents croisements de profils entre le Sud et le Nord de la plate-forme.

Comme pour la plate-forme sud-aquitaine que nous venons de voir, l'étude de l'unité U1 permet de distinguer trois zones sur la plate-forme nord-aquitaine. Elles sont allongées NW-SE, suivant la bathymétrie :

- 1) la zone externe est située entre 130 m de profondeur et le bord du talus,
- 2) la zone centrale correspond à un amincissement de l'unité U1 sur la partie médiane du plateau, entre 130 et 90 m de profondeur,
- 3) la zone interne débute à partir de 90 m de profondeur et se poursuit vers l'Est jusqu'à la côte.

#### **3-1- Présentation et description de l'unité U1**

L'unité U1 sera décrite suivant les trois zones indiquées au-dessus.

##### **3-1-1 La zone externe**

La zone externe se subdivise en deux parties (situées sur la figure 26) :

- la bordure « Ouest-Gironde » sur laquelle ont été identifiées des corps sédimentaires dits de « bordure de plate-forme »,
- la bordure « Ouest Lacanau-Hourtin », sur la marge Nord de la dépression de Cap Ferret, se caractérise par la présence d'un grand édifice sédimentaire complexe.

##### **3-1-1-1 La bordure « Ouest-Gironde »**

Le bord externe de la plate-forme « Ouest-Gironde » comprend des « corps sédimentaires de bordure de plate-forme ». Ces corps sédimentaires, souvent dissymétriques (à polarité dirigée vers l'Ouest) s'apparentent, morphologiquement, à des grandes dunes ou des bancs sableux (figures 58, 101, 102 et 103). Leur limite occidentale est toujours à la même profondeur (environ 150 m) et correspond au début de la rupture de pente et leur limite orientale se situe aux environs de 130 m de profondeur. Leur direction peut être variable,

généralement NW-SE (figure 104), les plus grandes mesurant environ 10 à 20 m de hauteur et 5 à 8 km de longueur. Par endroits (figure 58), on observe une succession de plusieurs corps sédimentaires de taille plus réduite.

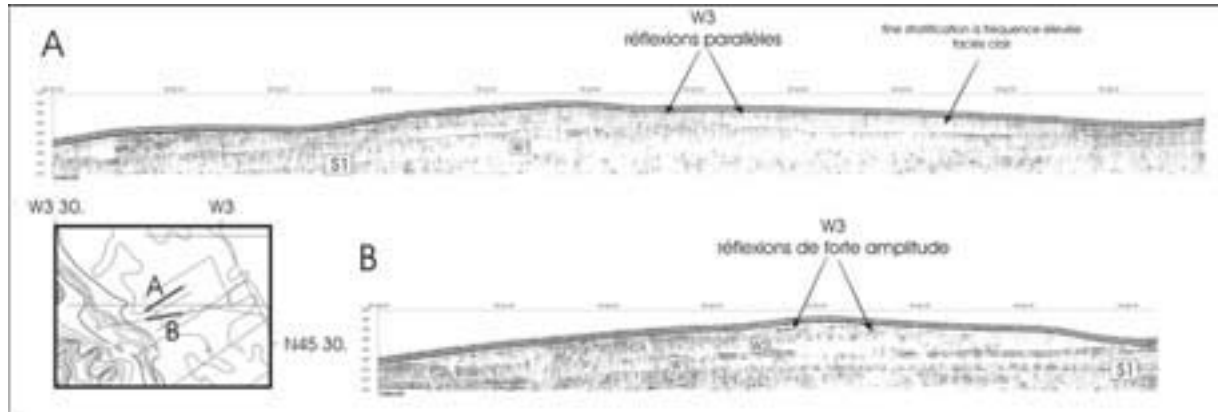
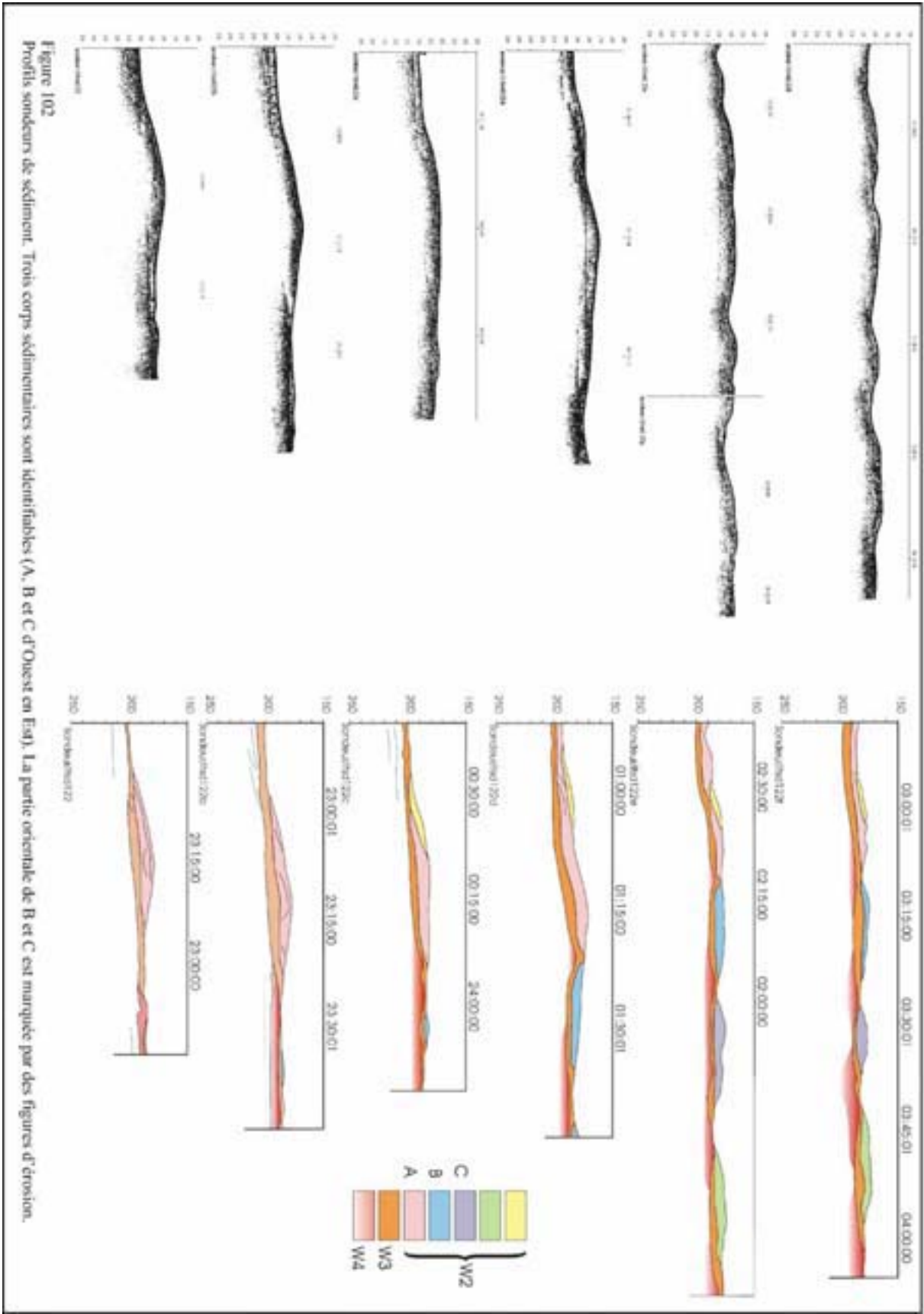


Figure 101 : A- Profil "sparker" SW-NE. Les réflexions internes au corps dunaire sont parallèles, de faible amplitude et de bonne continuité.  
B- Profil "sparker" Est-Ouest. Les réflexions internes au corps dunaire sont plus chaotiques, discontinues et de forte amplitude.



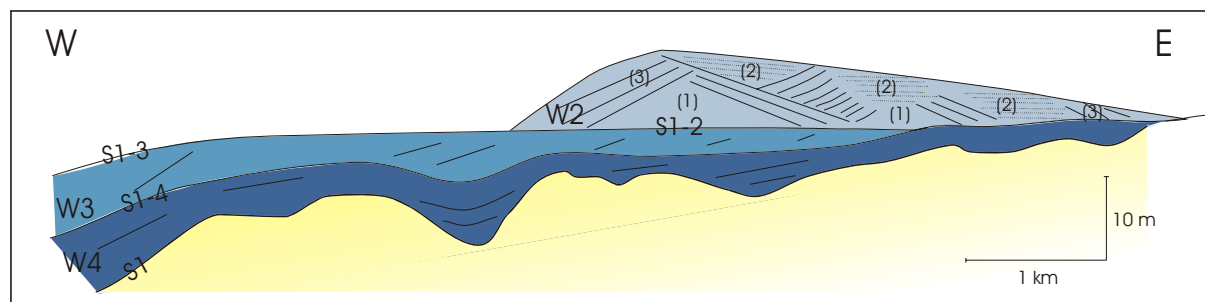


Figure 103 : L'unité U1 est constituée de trois sous-unités représentées sur cette figure, recouverte par le placage sableux W1. La sous-unité W4 est constituée par un faciès essentiellement chaotique, parfois lité, avec des réflexions de très forte amplitude. La sous-unité W3 montre un faciès plus clair que le précédent et qui contient des réflexions obliques à sub-horizontales de faible amplitude et de faible continuité. La sous-unité W2 est la sous-unité la plus complexe. Des troncatures d'érosion sont visibles à la base des corps. Elle comprend trois types de faciès sismique : un faciès clair, transparent, homogène (1), un faciès très clair à fines stratifications sub-horizontales (2), un faciès à réflexions obliques entrecroisées d'amplitude moyenne à forte généralement à pendage Ouest ou Sud-Ouest (3).

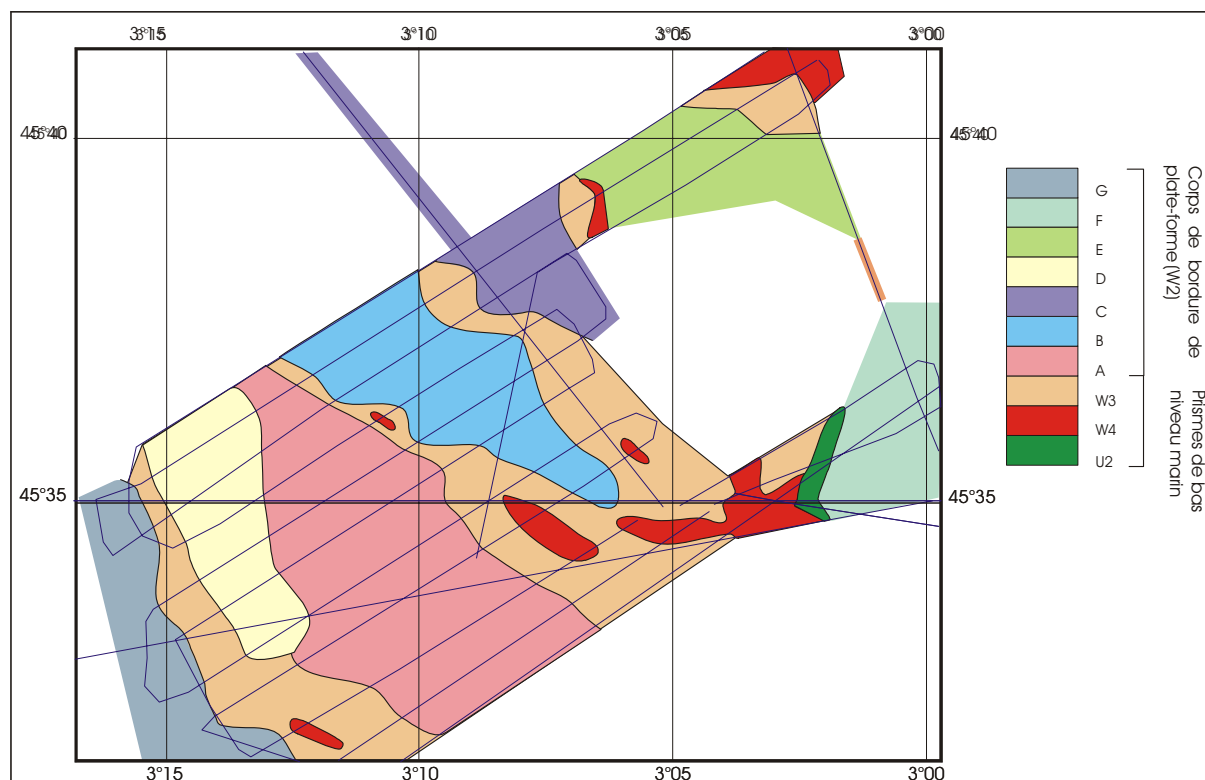


Figure 104 : Carte des sous-unités affleurantes et des corps sédimentaires (d'après les faciès du 3,5 kHz). Les corps de bordure de plate-forme sont allongés NW-SE. Un corps sédimentaire D, un peu particulier, se met en place sur la partie Ouest du corps sédimentaire A. De part et d'autres de ces corps, W3 affleure. Quelques fenêtres d'érosion permettent de distinguer W4.

### 3-1-1-1 Faciès sismiques

L'unité sismique U1 se subdivise en trois sous-unités (W4, W3 et W2). Ces sous-unités sont délimitées par des discontinuités nettes (S1-4, S1-3 et S1-2), à bonne continuité et à forte amplitude, pouvant aisément être corrélées d'une ligne sismique à l'autre. La base de l'unité sismique, S1 est une surface fortement érosive, qui se marque par une nette discontinuité

angulaire avec les réflexions sous-jacentes et par la présence d'entailles érosives. A la limite entre W4 et W3, S1-4 est une surface rectiligne se terminant en biseau avec la limite supérieure ou avec le fond de la mer. S1-3 est la limite entre W3 et W2. A l'Ouest et à l'Est des corps sédimentaires, elle est confondue avec le fond de la mer. Sous les corps sédimentaires de bordure, elle constitue la « semelle » de ces derniers. A l'Ouest des corps sédimentaires, la limite supérieure qui constitue le fond marin est rectiligne. Vers l'Est, elle est plus irrégulière et constituée d'ondulations qui peuvent être interprétées soit comme des corps de bordure avorté soit comme des corps de bordure érodés de faible épaisseur.

La sous-unité W4, d'environ 5 m d'épaisseur, se caractérise par un faciès essentiellement chaotique, parfois lité, avec des réflexions de très forte amplitude. Elle se termine en biseau vers l'Est.

La sous-unité W3, de 0 à 12 m d'épaisseur, a une répartition relativement homogène. Elle est affleurante ou sub-affleurante sur la majeure partie du plateau externe sauf au niveau des corps sédimentaires de bordure. Elle montre un faciès plus clair que le précédent et qui contient des réflexions obliques à sub-horizontales de faible amplitude et de faible continuité. Elle aussi se termine en biseau vers l'Est.

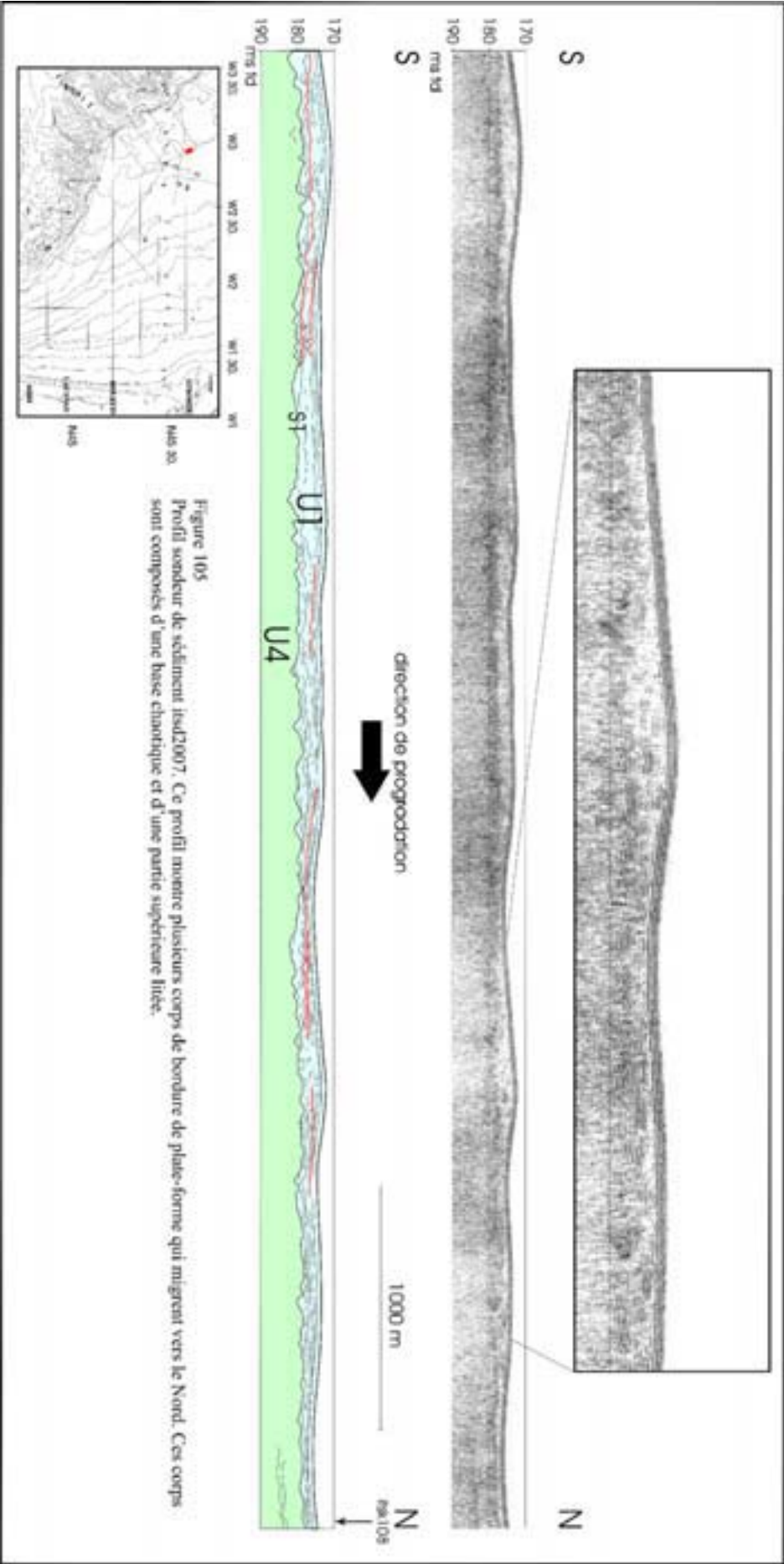
La sous-unité W2 est la sous-unité la plus complexe. Des troncatures d'érosion sont visibles à la base des corps. Elle comprend trois types de faciès sismiques (figure 103) :

- un faciès clair, transparent, homogène (1),
- un faciès très clair à fines stratifications sub-horizontales (2),
- un faciès à réflexions obliques entrecroisées d'amplitude moyenne à forte généralement à pendage Ouest ou Sud-Ouest (3).

Aux environs de N45°30 (figure 105) la sous-unité W2 semble plus complexe. Ce profil montre l'empilement des corps sédimentaires en direction du Nord.

Une dernière sous-unité existe en surface. La sous-unité (W1) est peu visible sur les profils car elle n'a que 1 ou 2 m d'épaisseur. Elle correspond à un placage sableux décrit par Arbouille (1987) et se met en place sur la surface S1-2 (figure 58). Cette surface se confond avec le signal de fond et peut présenter des incisions de faible amplitude (1 à 2 mstd). Les sillons à son sommet peuvent atteindre l'ordre du mètre (figure 102).





Plus au Sud, d'autres corps sédimentaires sont visibles (figures 64 et 106). Ils sont de moins grande amplitude, notamment sur la marge surplombant la dépression du Cap Ferret (figure 107). Cependant, le corps sédimentaire de bordure au niveau du flanc Nord de la dépression du Cap Ferret (figure 106) aurait une origine et une évolution différente de ceux étudiés ici, comme nous le verrons plus loin. Sur la plate-forme Sud-aquitaine, ces corps sont quasi-inexistants et ne sont représentés que par des formes de quelques ms td de hauteur.

### **3-1-1-1-2 Etude des cartes du bord de la plate-forme Nord-aquitaine**

L'unité sismique U1 et les sous-unités W3 et W2 ont été cartographiées à l'aide des profils de sondeurs de sédiment entre N45°30 et N45°40. La faible distance entre les profils ont permis une maille d'échantillonnage serrée.

a) carte des isopaques de l'unité U1 entre N45°30 et N45°40 (figure 108)

Deux zones d'épaisseurs importantes (plus de 22 ms td) sont séparées par une zone de moindre épaisseur d'orientation SW-NE, perpendiculaire à l'orientation des corps de bordure de plate-forme. Cette zone indique une remontée de la surface S1.

b) carte des isochrones de la base de W3 (S1-4, figure 109)

Les isochrones, plus ou moins parallèles au rebord du plateau, délimitent deux hauts-fonds qui ont la même orientation que les corps de bordure de plate-forme (figure 109).

c) carte des isopaques de W3 (figure 110)

L'orientation est essentiellement NW-SE, avec des zones d'épaisseurs plus importantes orientées dans cette direction. Les épaisseurs les plus importantes sont au Nord de la carte.

d) carte des isochrones de la base de W2 (ST, figure 111)

Les isochrones, beaucoup moins réguliers que sur la carte précédente, commencent à perdre l'orientation NW-SE. Deux hauts fonds sont visibles, décalés vers le Sud par rapport à ceux de la surface S1.

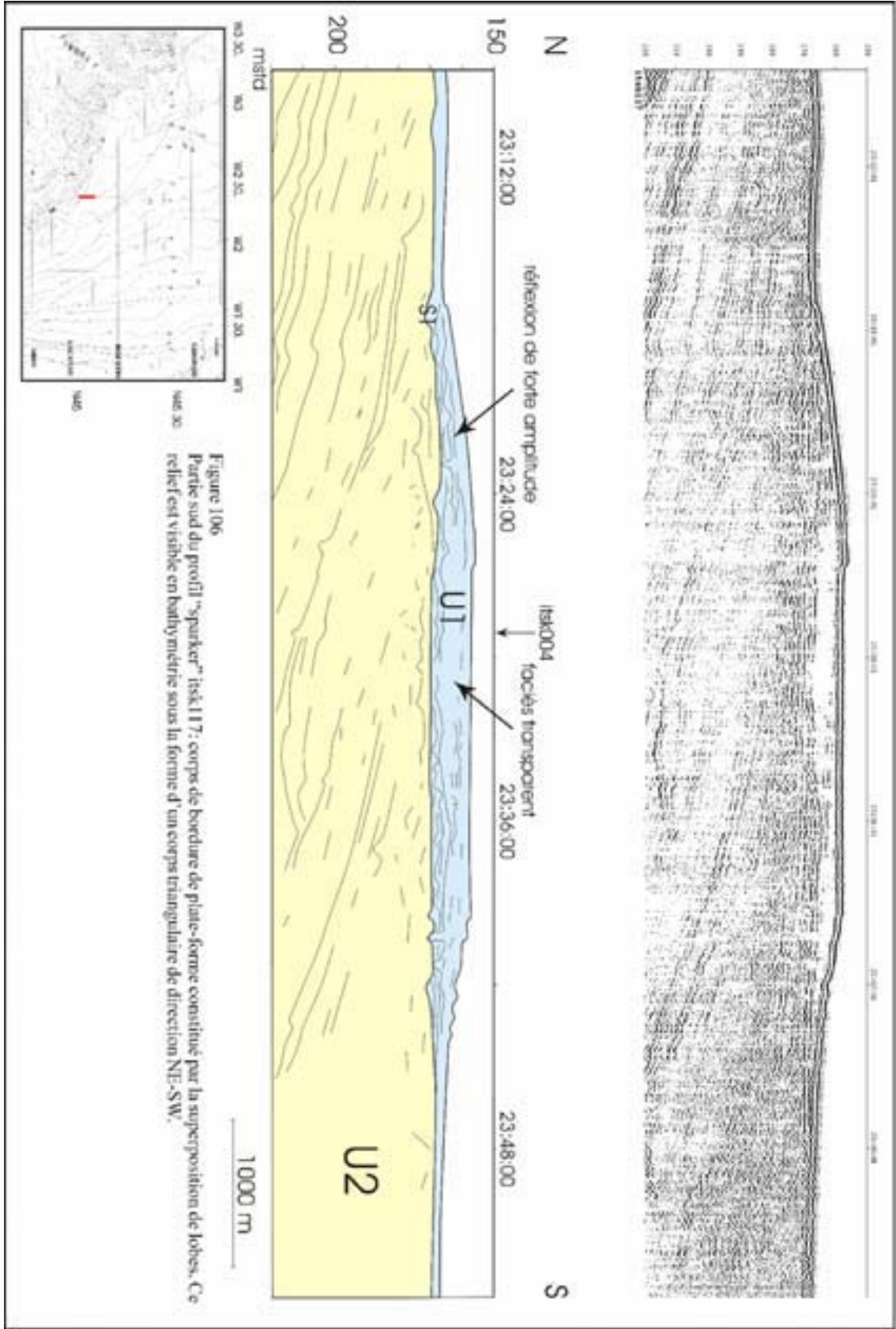
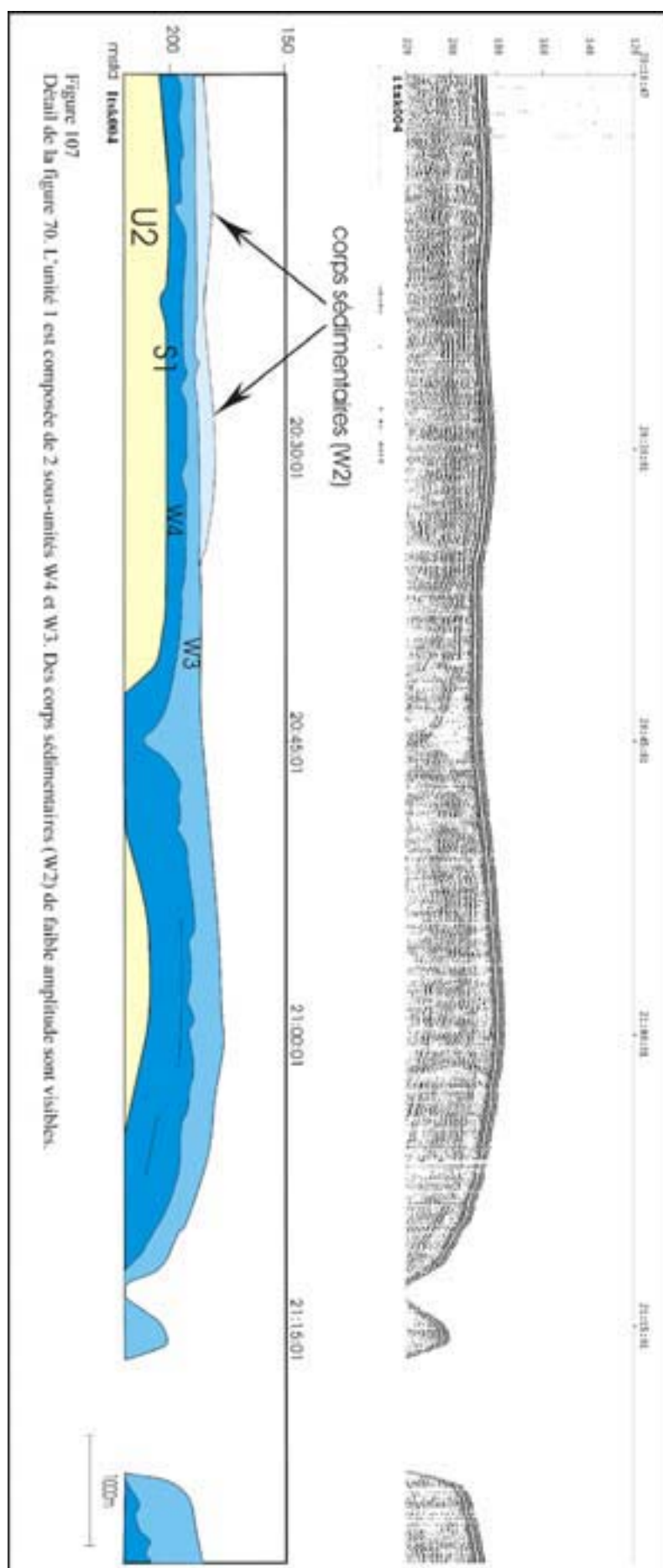
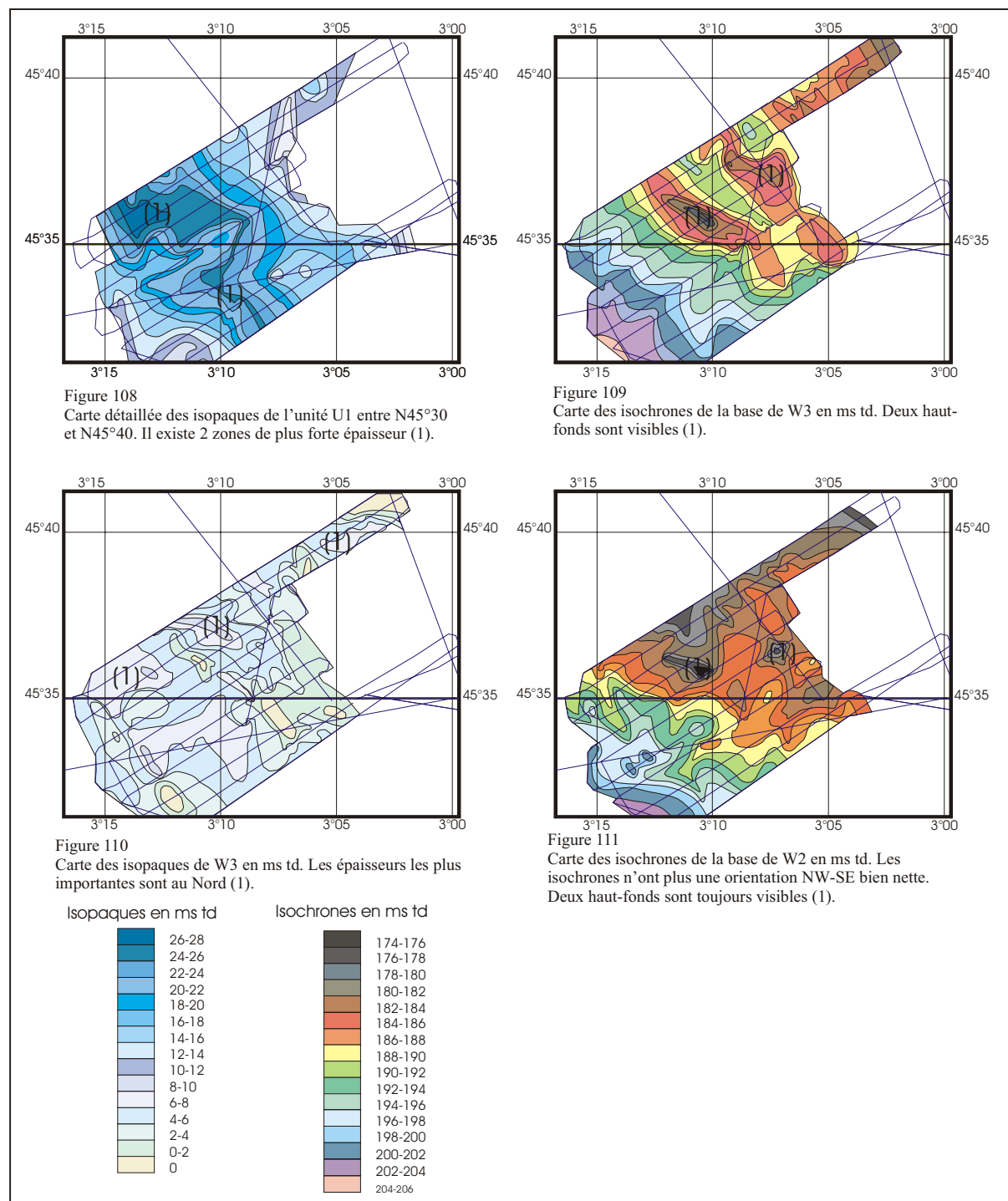


Figure 106  
Partie sud du profil "sparker" tsk117; corps de bordure de plate-forme constitué par la superposition de lobes. Ce relief est visible en bathymétrie sous la forme d'un corps triangulaire de direction NE-SW.



e) carte des corps de bordure de plate-forme (figure 112)

Cette carte permet d'identifier trois corps sédimentaires (A, B et C). Leur orientation NW-SE est bien visible. Leurs épaisseurs les plus importantes sont au centre des corps qui se décalent selon un axe SW-NE. Ils sont de moins en moins large vers le Nord et l'Est.



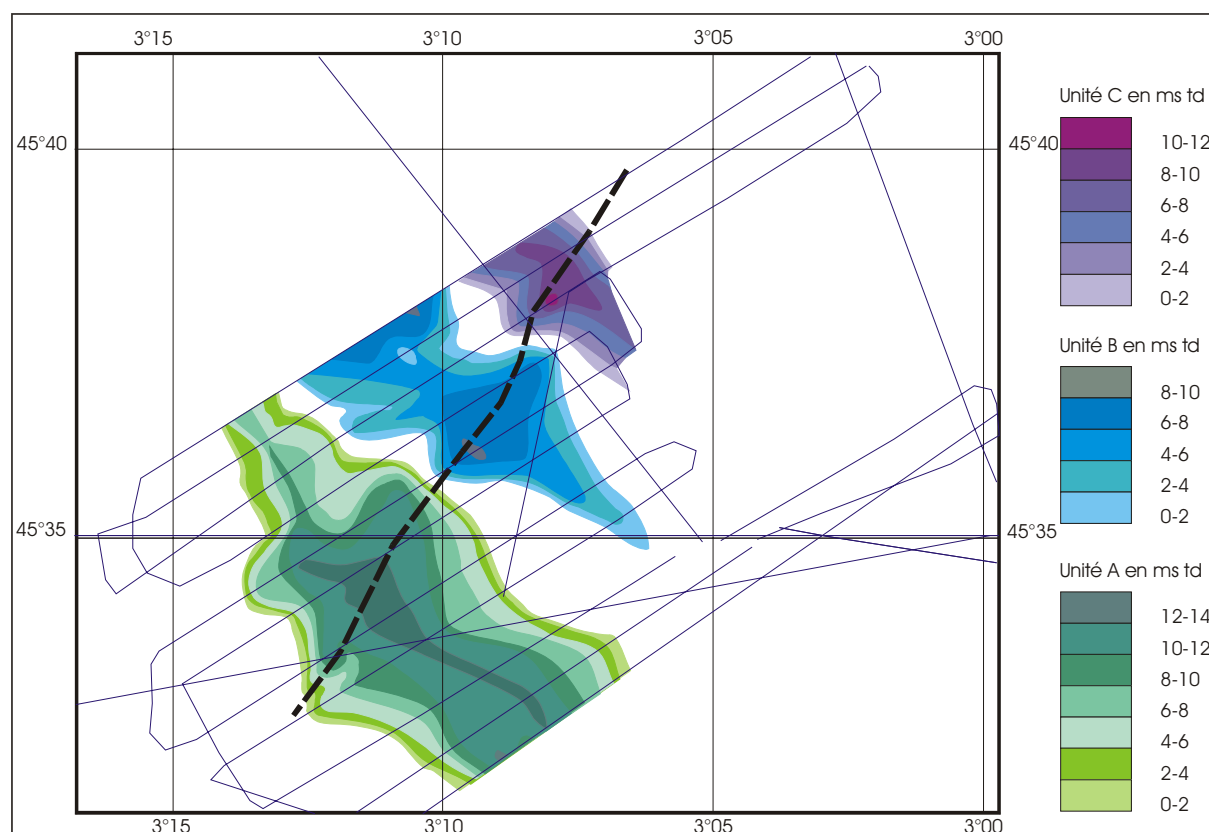


Figure 112 : Carte des isopaques des corps A, B et C en ms td. Les épaisseurs les plus importantes correspondent au centre des corps ou sont décalées légèrement vers l'Ouest selon un axe NE-SW.

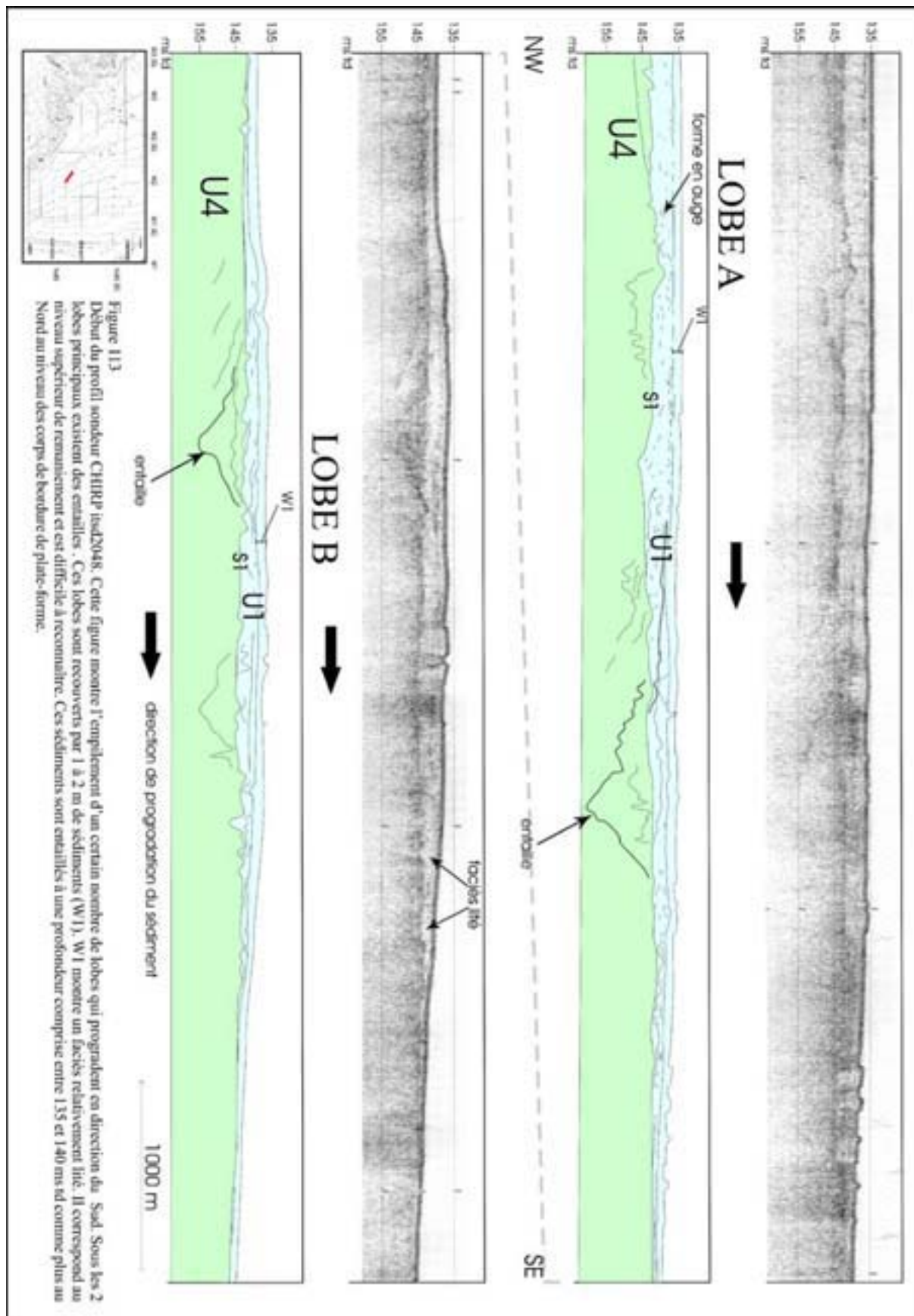
### 3-1-1-2 La bordure « Ouest-Lacanau »

Sur cette bordure, l'unité sismique U1 (figure 107) est beaucoup plus épaisse et surtout plus continue que sur la zone précédente. Cette unité se subdivise en deux sous-unités par endroits bien visibles au niveau de l'entaille récente décrite sur la figure 107 au Nord de la dépression du Cap Ferret.

Vers le Sud, un corps sédimentaire marque un relief dans la bathymétrie. Sur la carte bathymétrique (figure 83), il se présente comme un corps allongé NE-SW. Sa morphologie externe s'apparente à une grande dune dont le sommet serait arasé (figure 106). Ce corps est constitué de plusieurs réflexions érosives de plus forte amplitude et de meilleure continuité et de faciès chaotiques. Un faciès plus clair, quasi-transparent par endroits ou montrant des réflexions à pendage Sud discontinues, se dépose vers le sommet.

En détail, ce corps est formé de deux lobes (A et B sur la figure 113) qui sont aussi visibles sur la carte bathymétrique (figure 114). Le lobe Nord (A) (figure 113) est constitué d'un faciès chaotique avec de nombreuses formes en auge et, vers le sommet, de quelques réflexions parallèles. Sur ce lobe, au sud, s'installe un deuxième lobe (B)





sensiblement différent. Le lobe B se caractérise par un faciès plus homogène avec peu de formes en auge. Des réflexions sub-horizontales discontinues montrent un pendage sud sur la



partie méridionale. Au sommet, on retrouve une sous-unité de quelques ms td composée de réflexions parallèles plus continues qui recouvre l'ensemble des deux lobes et qui correspond à la sous-unité W1 superficielle déjà décrite plus haut.

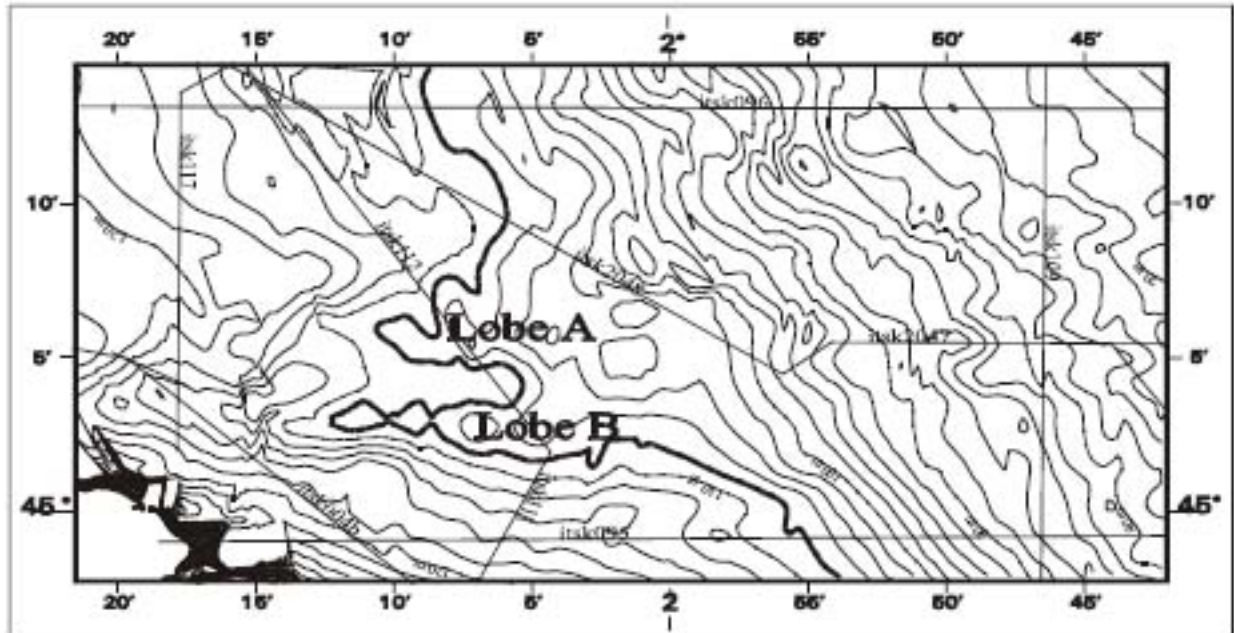


Figure 114 : Courbes bathymétriques espacées de 2 m, à partir des données de l'epSHOM. Le corps sédimentaire visible sur la figure 89 est constituée de deux lobes A et B.

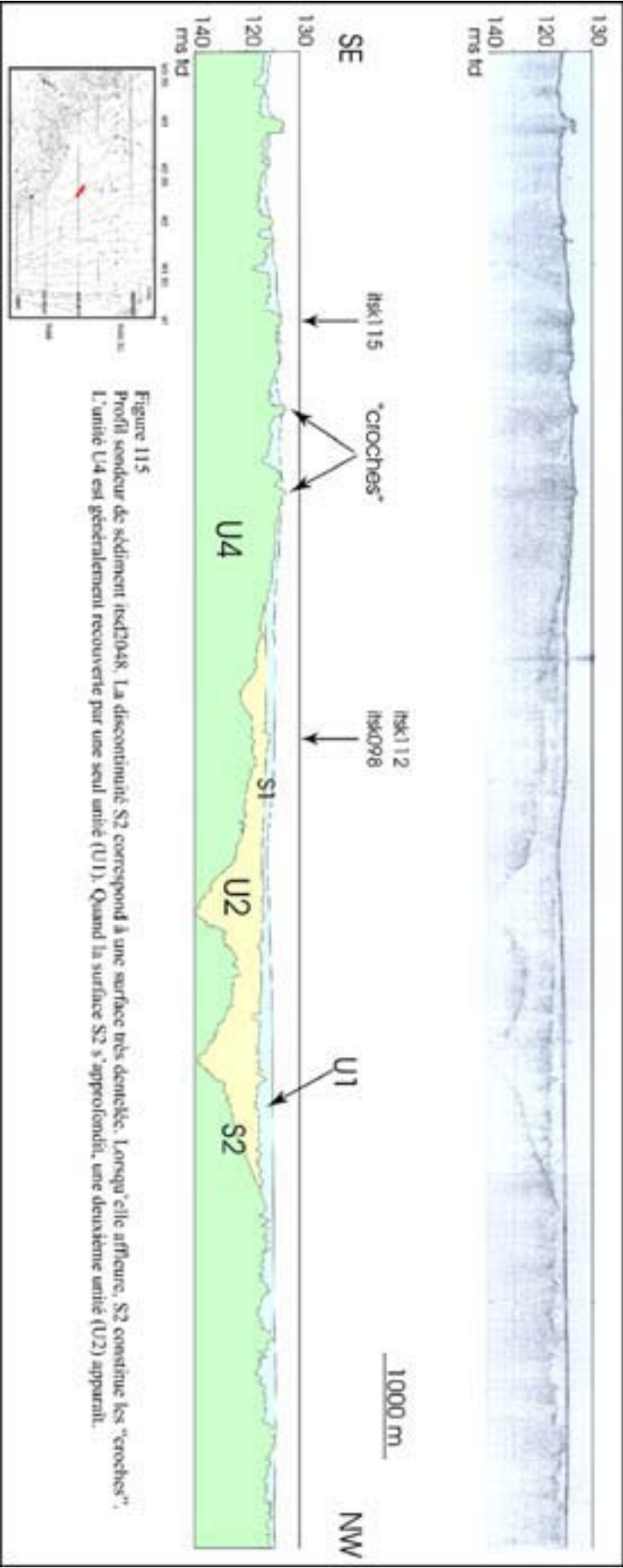
Le lobe B, plus étroit que le lobe A, est marqué par des figures d'érosion (de type sillon) au-dessus de 140 ms td, ce qui ne semble pas être le cas du lobe A dont le sommet se situe pourtant plus haut.

Une entaille (~15-25 ms td de profondeur) est présente sous chacun des deux lobes (figure 113).

### 3-1-2 La zone centrale

La zone centrale est une zone d'érosion où la couverture meuble est très mince (souvent inférieure à 1 m et donc non-visible sur les profils sismiques) et où sa surface basale (S1) est très découpée (figure 115). Elle se situe entre 100 et 135 m de profondeur.

Cette zone est constituée de dépressions en moyenne de 2 à 5 m de creux, comblées par une seule séquence (dernière séquence déposée, figure 115) voire inexistante. Cette séquence débute par un faciès transparent qui passe vers le sommet à des réflexions de plus en plus continues.



Les dépressions présentent un axe d'allongement sensiblement NE-SW c'est-à-dire perpendiculaires ou légèrement obliques à la pente régionale. La limite inférieure, souvent érosive, de ces dépressions semble indiquer leur utilisation en tant que zone de transit des sédiments vers la pente. Ces dépressions sont souvent cernées par des falaises rocheuses qui constituent les « croches ».

Vers l'Ouest et vers le Nord, des corps sédimentaires dont l'orientation serait NW-SE s'édifient dans ces dépressions (figure 54).

### **3-1-3 La zone interne**

L'unité U1 repose directement à l'Est sur les unités sismique 4 et 5 les plus anciennes du substratum acoustique. La discontinuité basale S1 de cette unité est donc une surface fortement érosive. Elle correspondrait dans cette zone à toutes les phases de retrait de la mer au moins depuis le Néogène terminal. Des entailles fluviales sont visibles par endroits sous cette surface, notamment au Sud (figure 58). L'unité U1 est composée de quatre grandes sous-unités dénommées de la base vers le sommet E4, E3, E2 et E1.

Le long de la côte, le pendage apparent de l'unité sismique U1 sur le profil de la figure 116 est dirigé vers le Sud jusqu'à N44°50 où il devient sub-horizontal ou légèrement penté vers le Nord. Sur les profils Est-Ouest (figure 117), l'unité U1 prograde vers le large.

La sous-unité E4 n'est pas visible partout (figure 117). Elle est constituée par un faciès de remplissage des entailles qui affectent la surface basale S1. Elle correspond à un faciès de réflexions de forte amplitude à la base de l'unité U1. Ce faciès disparaît vers l'Ouest. Cette sous-unité est limitée en son sommet par une surface de discontinuité rectiligne.

Cette surface est surmontée par la sous-unité E3. A la côte, E3 débute par une alternance de faciès chaotiques, limités par plusieurs réflexions de forte amplitude progradantes, qui sont interrompues par endroits par des remplissages de chenaux, et de faciès plus homogènes, presque transparents.

La sous-unité E3 est composée de réflexions discontinues, toujours de forte amplitude. Elle se poursuit jusqu'à 90 m de profondeur environ. Les réflexions discontinues de forte amplitude sont tronquées ou érodées par quelques chenaux relativement étroits (< 1 km) vers l'Ouest où subsiste des vestiges de E3 constituant des sortes de « buttes témoins ». Au Nord les réflexions qui les composent sont parallèles entre elles (figure 118). Vers le Sud, les réflexions deviennent plus chaotiques (figure 117).

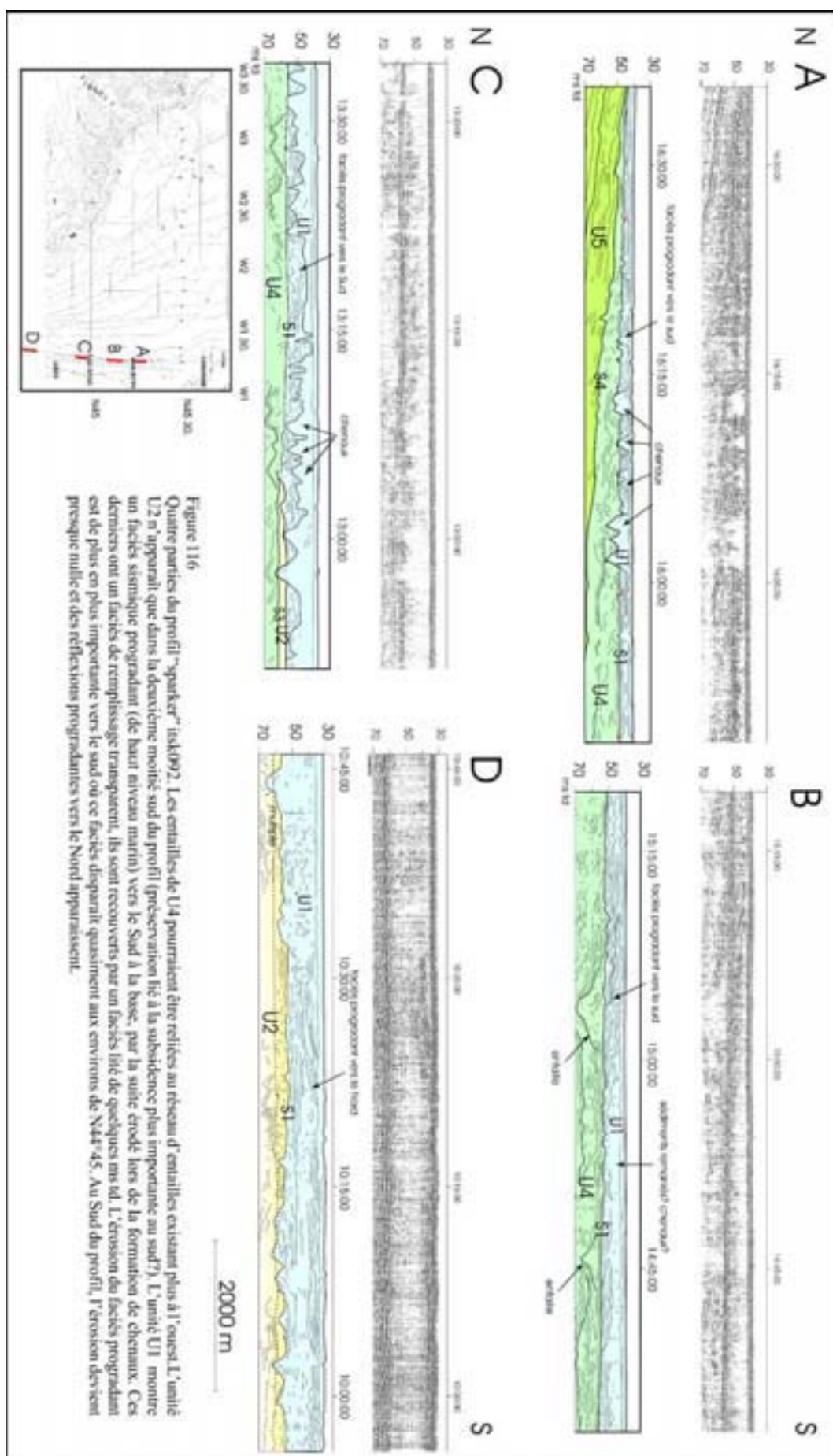
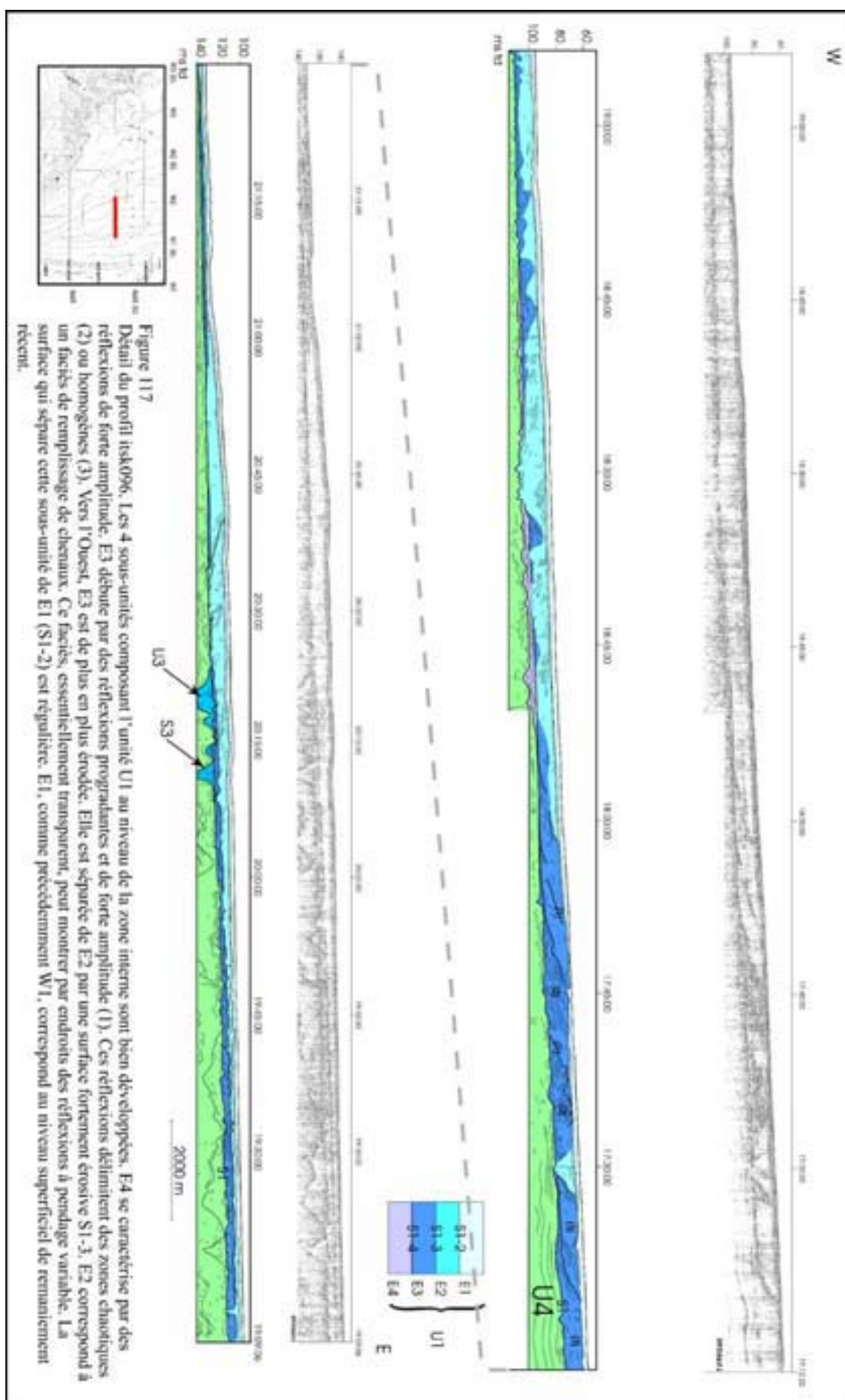
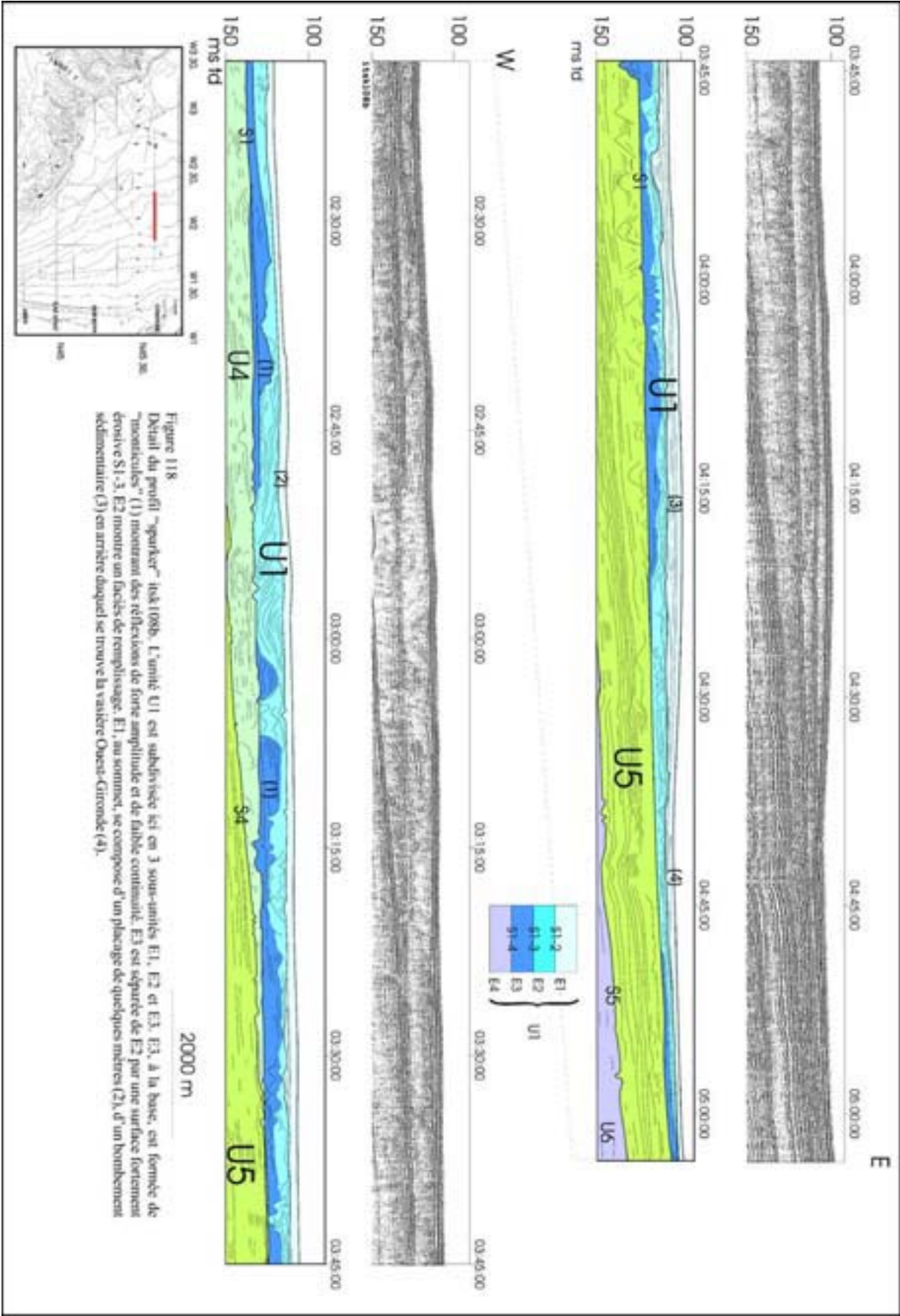


Figure 116  
Quatre parties du profil "sparkler" (ask92). Les entailles de U4 pourraient être reliées au réseau d'entailles existant plus à l'ouest. L'unité U2 n'apparaît que dans la deuxième moitié sud du profil (préservation liée à la subsidence plus importante au sud?). L'unité U1 montre un faciès sismique progradant (de haut niveau marin) vers le Sud à la base, par la suite érodé lors de la formation de chenaux. Ces derniers ont un faciès de remplissage transparent, ils sont recouverts par un faciès lié de quelques m. L'érosion du faciès progradant est de plus en plus importante vers le sud où ce faciès disparaît quasiment aux environs de N44°45'. Au Sud du profil, l'érosion devient presque nulle et des réflexions progradantes vers le Nord apparaissent.







E3 se biseaute vers l'Ouest où sa limite supérieure est une réflexion de forte amplitude (figure 117) parfois coupée par des entailles de faible amplitude (quelques mstd).

La base de E2 est une surface nettement érosive. Cette surface forme des chenaux dont le remplissage constitue la troisième sous-unité E2 (figures 116, 117 et 118). Au Nord (figure 118), ils sont plus étroits. Leur remplissage est généralement formé par des réflexions parallèles et de faible amplitude à la base. Il évolue vers un faciès chaotique vers le sommet. En direction du Sud (figure 117), les chenaux deviennent plus nombreux et importants et leur remplissage plus transparent. Le faciès transparent évolue vers un faciès chaotique vers le sommet.

A la côte (figure 116), les chenaux à remplissage transparent disparaissent brusquement au Nord de N44°45. Ils cèdent la place à des faciès plus lités sub-horizontaux ou légèrement pentés vers le Nord.

La limite supérieure du remplissage des chenaux correspond à la surface S1-2 qui érode et aplanit les dépôts sous-jacents. Cette surface constitue la base de la quatrième sous-unité E1. E1, du fait de sa faible épaisseur, est difficilement visible sur les profils « sparker ». Généralement transparente à la base, elle passe à des réflexions de plus en plus continues vers le sommet (figure 119). Son épaisseur est faible, de l'ordre du mètre, sauf dans les creux, où elle peut atteindre quelques mètres, ou au niveau de zones d'accumulation telle le corps dunaire du profil de la figure 119. Ce corps est constitué de réflexions progradantes vers l'Ouest et sub-horizontales à rétrogradantes vers l'Est. Il est situé à environ 80 m de profondeur.

Dans le détail, E1 se subdivise en E1a et E1b (figure 118). E1a correspond à l'essentiel du placage sableux et aux zones d'accumulation sous forme de corps dunaires. Elle passe sans figures d'érosion à E1b qui correspond au remplissage des creux topographiques laissés par E1a.



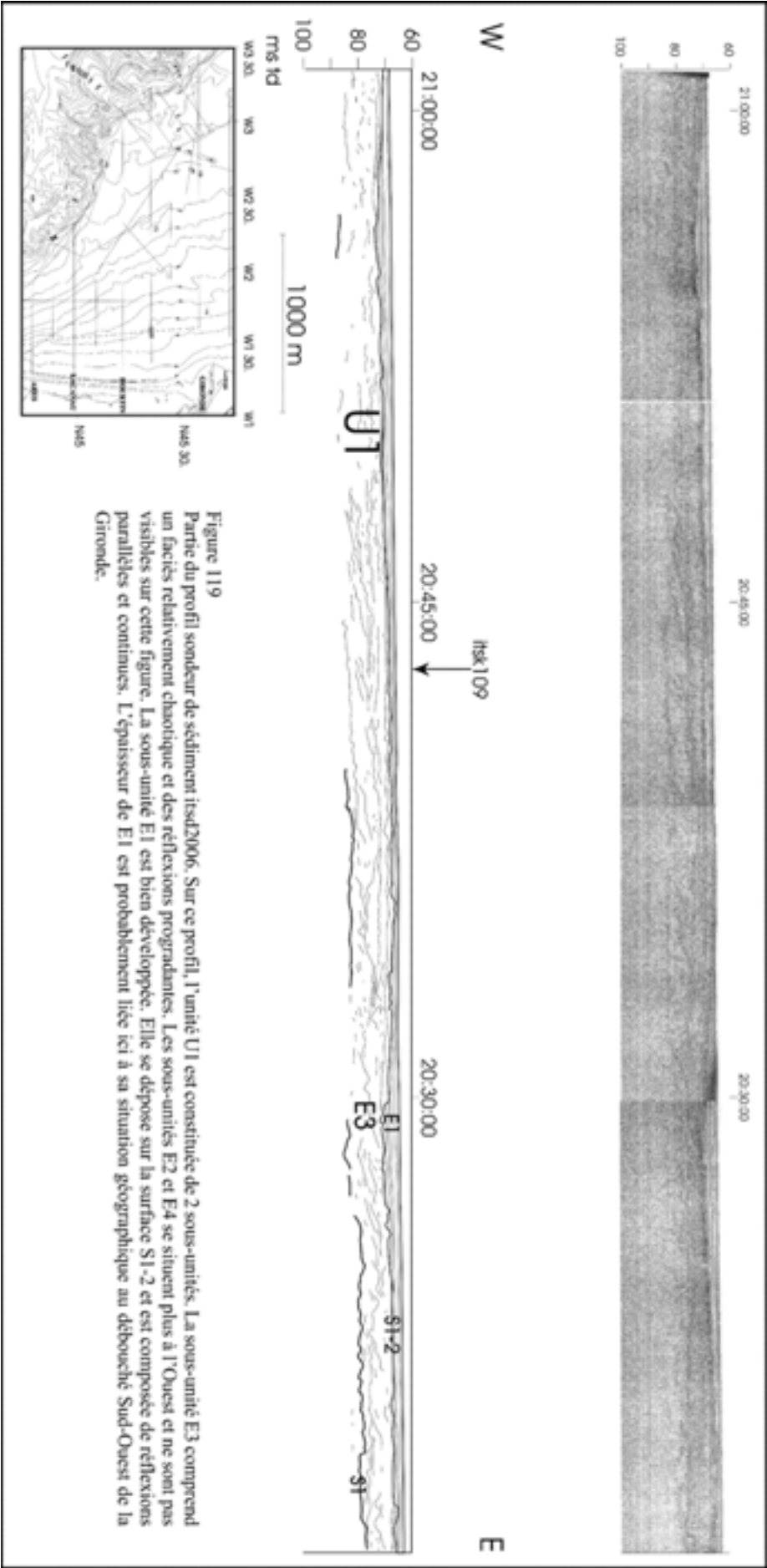


Figure 119  
Partie du profil sondeur de sédiment itsk2006. Sur ce profil, l'unité U1 est constituée de 2 sous-unités. La sous-unité E3 comprend un faciès relativement chaotique et des réflexions progradantes. Les sous-unités E2 et E4 se situent plus à l'Ouest et ne sont pas visibles sur cette figure. La sous-unité E1 est bien développée. Elle se dépose sur la surface S1-2 et est composée de réflexions parallèles et continues. L'épaisseur de E1 est probablement liée à sa situation géographique au débouché Sud-Ouest de la Gironde.

### 3-1-4 Les cartes isopaques et isochrones

La carte des isochrones de la discontinuité S1 (figure 120) qui marque la base de la couverture meuble au niveau de la plate-forme Nord-aquitaine montre un approfondissement de cette surface vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Plus ou moins parallèles entre eux, ils se resserrent entre les isochrones 80 et 100 ms td et les isochrones 150 et 170 ms td. Les resserrements des isochrones marquent une accentuation de la pente de la surface basale. Ils se situent sur des zones bathymétriques (60-80 m de profondeur et 110-130 m de profondeur) qui ont été interprétées comme des stationnements marins (Swift *et al.*, 1973 ; Turcq, 1984). La zone -110/-130 m correspondrait au retrait de la mer (stationnement de bas niveau marin vers -18 000 ans). La zone -60/-80 m, située sous l'unité U1, serait antérieur et serait liée à un palier dans la remontée du niveau marin.

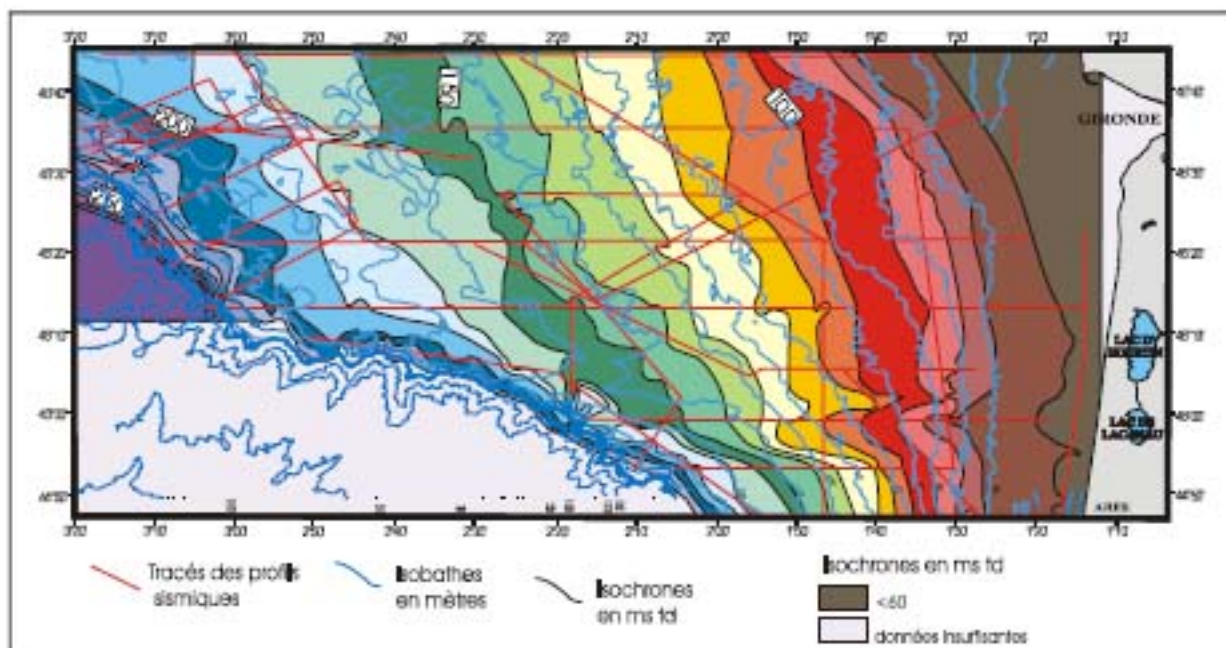


Figure 120 : Carte des isochrones de la surface S1 en ms td.

La carte des isopaques de l'unité U1 (figure 121) est plus complexe. Elle met en évidence trois domaines orientés NW-SE (d'Est en Ouest : zone externe, zone centrale et zone interne) se répartissant approximativement suivant la bathymétrie. Chaque domaine se caractérise par un faciès sismique et une épaisseur de sédiments différents :

- la zone externe montre des corps allongés parallèlement à la bordure de la plate-forme en face de la Gironde (corps de bordure de plate-forme). Les épaisseurs les plus importantes se

situent en face de la Gironde, des lacs d'Hourtin et de Lacanau (marquées respectivement 1, 2 et 3 sur la figure 121) et vers l'Ouest, en bordure de plate-forme,

- la zone centrale se caractérise par une diminution importante de la couverture sédimentaire (notée 4 sur la figure 121). Celle-ci n'est plus visible par endroit sur les profils sismiques (son épaisseur est inférieure au mètre). C'est dans cette zone que le substratum rocheux affleure formant la zone dite « des croches ». De petits couloirs (5 sur la figure 121), dont le remplissage est généralement inférieur à 10 mètres, sont surtout visibles dans la moitié Sud de cette zone. Vers le sud, cette zone est traversée par un corps plus épais (6 sur la figure 121),

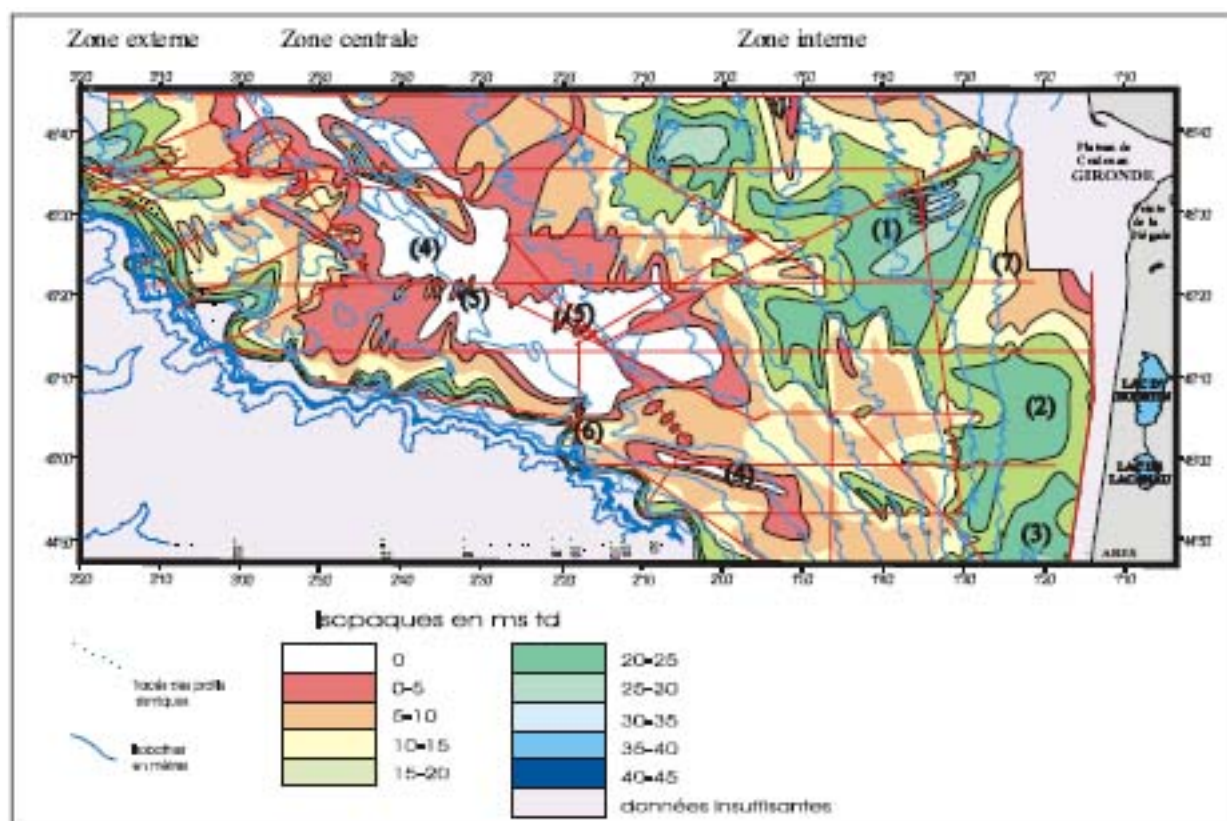


Figure 121 : Epaisseur de l'unité U1 du plateau aquitain en ms td. (1), (2) et (3) : fortes épaisseurs situées en face de la Gironde et des lacs d'Hourtin et de Lacanau ; (4) : épaisseurs faibles ou nulles de la zone centrale ; (5) : petits couloirs ; (6) : corps sédimentaire de la région Sud ; (7) : diminution de l'épaisseur de l'unité U1 aux abords de la Gironde.

- la zone interne montre trois zones de plus forte épaisseur (notées 1, 2 et 3 de plus de 20 ms td) qui seraient liées à des accumulations aux débouchés de paléo-fleuves. Les sédiments seraient amenés par la Gironde et les fleuves de la façade médocaine. Aux abords immédiats de la Gironde, l'épaisseur de l'unité U1 (notée 7 sur la figure 121) diminue parce que le substratum rocheux est proche de l'affleurement, notamment au niveau du plateau de Cordouan et de la pointe de la Négade.

## **3-2 Interprétation**

### **3-2-1 La zone externe**

#### **3-2-1-1 La zone des corps de bordure de plate-forme**

Quatre sous-unités (W1, W2, W3 et W4) à faciès sismiques différents composent la zone externe. Elles se déposent sur la surface basale fortement érosive S1. Elles constituent des prismes de bordure de plate-forme selon la définition de Vail *et al.* (1987), Posamentier *et al.* (1988) et Van Wagoner *et al.* (1988).

A la base, W4 est constitué de sédiments hétérogènes ou remaniés responsable du faciès chaotique. Elle est séparée du dépôt de W3 par la surface S1-4 formée lors d'une phase érosive probablement liée à une augmentation de l'énergie du milieu provoquée par une chute du niveau marin et/ou l'impact de tempêtes.

Contrairement à W4, W3 montre un faciès sismique plus transparent pouvant résulter d'une homogénéisation des sédiments. La présence de réflexions sigmoïde-obliques marque une progradation des dépôts vers l'Ouest avec des discontinuités internes. Ces dernières peuvent correspondre à un changement dans la nature de la sédimentation.

Une nouvelle phase érosive sépare W3 de W2 matérialisée par la surface S1-3. W2 montre une sédimentation moins homogène que W3. Les réflexions de forte amplitude à l'intérieur de cette sous-unité marquent des discontinuités internes et donc des changements ou des hiatus dans la sédimentation.

Les corps de bordure de plate-forme formant W2 sont allongés NW-SE, parallèlement au rebord de la plate-forme. Ils correspondent à des zones d'accumulation des sédiments qui viennent d'être érodés à l'Est par la régression marine. Ces corps migreraient vers le Nord, indiquant un déplacement progressif des sources d'alimentation dans cette direction. De plus, le gradient d'augmentation des épaisseurs est dirigé vers le Nord-Ouest (figure 113).

Un corps un peu différent (noté D sur la figure 104) s'installe sur la partie Ouest du corps A. la présence de ce corps D pourrait être liée au fait que les sédiments venant de l'Est se déposent en formant des bancs (corps A, B, C, etc...) probablement en période de bas niveau marin, puis récemment le sédiment peut être superficiellement remanié par des phénomènes hydrodynamiques de bordure de plate-forme (marée, onde interne, des houles

plus fortes) comme ceux indiqués par Castaing *et al.* (1982) qui accumulent, par exemple, les sédiments à l'Ouest du corps sédimentaire A. Ces phénomènes ont aussi pu favoriser la formation des corps allongés NW-SE (comme les corps A, B et C) mais ils ne sont pas les seuls facteurs à l'origine de ce dernier comme nous le verrons plus loin.

L'absence de surfaces bien marquées avec des entailles à la base de W2 indiquerait que le niveau marin n'est pas descendu jusqu'à la profondeur (inférieure à 130 m) de ces corps. Cette hypothèse est confortée par le fait que le dernier bas niveau marin ne serait pas descendu au-delà de 110 m de profondeur. Ces corps se seraient donc mis en place en milieu sous-aquatique, probablement sous une faible tranche d'eau.

La surface limite S1-2 entre W2 et W1 montre un potentiel érosif plus faible que les surfaces S1-4 ou S1-3. W1 correspond à un placage de 1 ou 2 m d'épaisseur mis en place après la formation de ces sous-unités. Il correspond au niveau de remaniement superficiel (Cirac *et al.*, 2000).

### **3-2-1-2 La bordure « Ouest-Lacanau »**

Les deux sous-unités W4 et W3 se poursuivent vers le Sud. Au Sud, seule W3 est visible, W4 ne s'étant pas déposée ou ayant été érodée. Au niveau de la dépression du Cap Ferret, un corps sédimentaire (figure 106) est constitué de deux lobes A et B qui s'étendent en direction du Sud. Bien que vraisemblablement mis en place en bas niveau marin, ils auraient une origine différente des corps de bordure de plate-forme. En effet, sous ces deux lobes, le profil de la figure 113 montre des entailles qui peuvent être rattachées à celles des unités 3 ou 4 décrites dans les chapitres précédents. Elles pourraient avoir chenalisé, sur une partie de la zone, les sédiments jusqu'à la rupture de pente aux environs de 100 m de profondeur que certains auteurs (Naudin, 1971 ; Swift *et al.*, 1973 ; Arbouille, 1987) attribuent à un stationnement marin. Leur orientation NE-SW pourrait avoir influencé l'allongement similaire de ce corps sédimentaire.

De plus, bien marqués dans la bathymétrie, ces lobes se situeraient selon un axe normal d'écoulement à partir de l'estuaire actuel de la Gironde. Ils se localisent entre les isobathes 100 et 110 m, c'est-à-dire au niveau du retrait maximum de la mer lors du dernier « glaciaire » (Arbouille, 1987). Ils pourraient s'interpréter comme un cône sédimentaire au débouché, ou à l'un des débouchés, de la paléo-Gironde sur l'ancienne ligne de rivage du dernier bas niveau marin (figure 122).



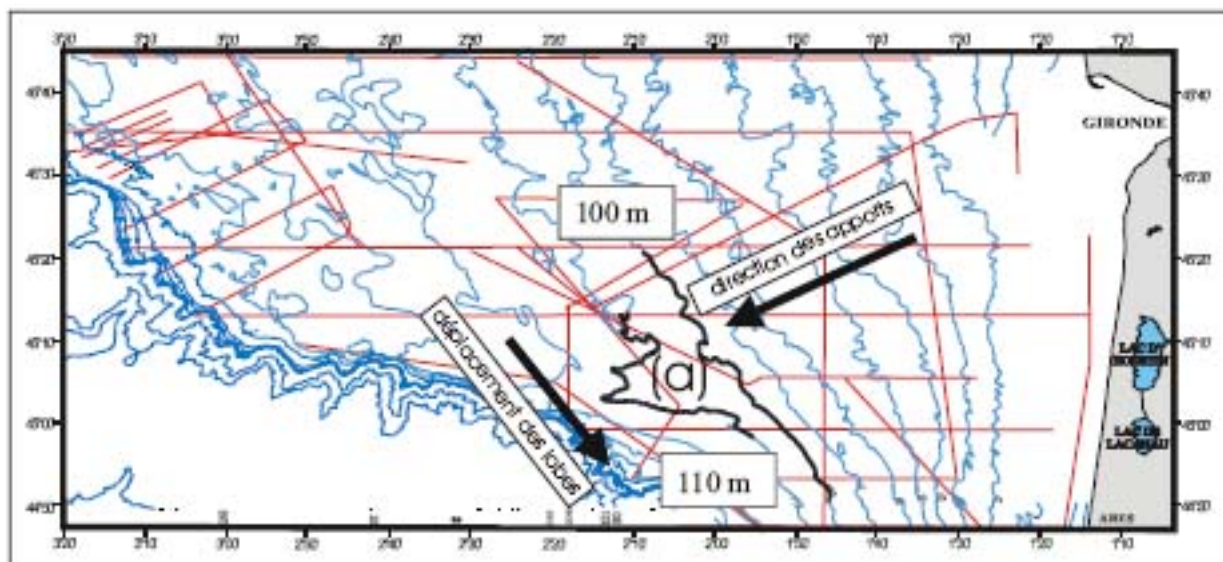


Figure 122 : Des apports venant de la Gironde auraient pu former des lobes sédimentaires (a) visible sur la carte bathymétrique et situés au niveau de la rupture de pente des 100 m qui correspond au bas niveau marin du dernier glaciaire.

Le faciès sismique chaotique du lobe A indique un hydrodynamisme assez élevé lors de son dépôt. De plus, les formes en auge soulignent une chenalisation à l'intérieur de ce lobe. L'énergie du milieu a fortement diminué lors du dépôt du lobe B puisque le nombre des chenalisations diminue et le faciès chaotique est remplacé par des réflexions sub-horizontales discontinues. Après leur dépôt, ces lobes sont surmontés par un niveau de remaniement de 1 à 2 m correspondant à W1.

### 3-2-2 La zone centrale

C'est une zone d'érosion ou de transit (« by passing ») du sédiment qui va s'accumuler en bordure de plate-forme. L'unité U1, de faible épaisseur (inférieure à 10 m) lorsqu'elle existe, repose sur une surface très découpée, fortement érosive et montrant des entailles. Cette surface, fortement indurée, constitue les affleurements rocheux sur la plate-forme qui seraient attribués au Miocène moyen ou supérieur (Klingebiel *et al.*, 1968). La différence entre l'âge de cette surface et l'âge de la couverture meuble (Quaternaire) indiquerait que cette surface a subi de nombreuses émergences conduisant à son induration et à sa morphologie très découpée. Une seule unité, U1, meuble comble les dépressions situées dans cette zone, là où les creux ne sont profonds que de quelques mètres. Deux unités, U1 et U2 sont visibles quand il existe des entailles profondes (U1 et U2, figure 115). Toutefois, dans les deux cas, l'unité U1 se serait formée en une seule fois dans cette zone.

A la base, l'unité U1 montre un faciès transparent résultant d'une sédimentation homogène. Par la suite, l'évolution du faciès homogène en un faciès lité indique une alternance de couches sédimentaires légèrement différentes correspondant au niveau de remaniement (W1).

La zone centrale est donc un domaine soumis à une forte hydrodynamique. Elle correspond à une zone d'abrasion par les vagues (Vanne, 1977). Tout au cours du Plio-Quaternaire, les transgressions déposent des dépôts peu épais qui sont érodés par la régression suivante.

Cependant, dans la partie septentrionale on observe plusieurs accumulations sédimentaires allongées NW-SE. Ces corps sédimentaires peuvent s'interpréter soit comme des corps similaires à ceux de la bordure de la plate-forme mais peu évolués soit comme des vestiges de couverture sédimentaire. La faible épaisseur de ces accumulations s'expliquerait par la faible quantité de sédiment disponible. Dans la partie méridionale, la quasi-absence de recouvrement sédimentaire serait liée à la proximité immédiate de la dépression du Cap Ferret qui accentue le caractère « by-passing » de cette région.

### **3-2-3 La zone interne**

La position de cette zone, entre 0 et 90 m de profondeur, implique une mise en place des unités lors des remontées, des hauts niveaux marins et éventuellement lors du début des baisses du niveau marin. Cette dernière hypothèse est peu probable, les périodes de baisse du niveau marin étant, en général, une phase de forte érosion ou de non-dépôt.

Il est rare de trouver des entailles bien marquées au niveau de la discontinuité S1. Les seules qui existent se situent au Sud sous cette surface (figure 53). Ces entailles rappellent les entailles de type anastomosées de la première série de l'unité U3. Formées après le comblement de l'entaille sous-jacente et avant la formation de la discontinuité S1, elles soulignent une reprise de la chenalisation de la zone lors du bas niveau marin. L'emplacement de ces entailles (juste au Nord du bassin d'Arcachon) témoignerait de la présence d'un paléo-fleuve aux environs du bassin d'Arcachon (Paléo-Leyre ?). Ces entailles reprendraient un tracé identique ou bien voisin de celui des entailles des quatre séries plus anciennes, rajeunissant le réseau quasiment comblé à cette période.



#### Première sous-unité E4

Elle a probablement été érodée lors de la mise en place de la surface S1-4 car elle est peu épaisse et éparse sur la zone interne. Son faciès de forte amplitude indiquerait des sédiments grossiers ou hétérogènes qui comblent les dépressions de la plate-forme. Les fleuves se situent donc à proximité.

#### Deuxième sous-unité E3

La sous-unité E3 prograde sur la plate-forme en direction du Sud-Ouest (figures 116 et 117). Les réflexions progradantes limitent des faciès chaotiques qui représentent des dépôts de forte énergie. L'amplitude importante de ces réflexions pourrait indiquer des remaniements importants et peut-être même des indurations postérieures à leur mise en place qui provoqueraient ces importantes différences d'impédance. Elles disparaissent lors de la rupture de pente à 90 m de profondeur qui correspondrait à une ancienne ligne de rivage (Naudin, 1971 ; Vigneaux, 1971 ; Arbouille, 1987).

L'existence de ce faciès progradant en face du lac d'Hourtin et en direction du Sud serait à corréliser avec la proximité d'anciens paléo-fleuves. Le Nord de la zone peut être alimenté par les paléo-fleuves charentais ou la paléo-Gironde. Le corps sédimentaire noté (1) sur la carte de la figure 121 indique des apports sédimentaires qui se déplaceraient essentiellement vers le Sud-Ouest. Les apports vers l'Ouest et le Nord sont donc limités et contrariés par la présence du plateau de Cordouan. Le plus important des paléo-fleuves charentais qui se trouve en arrière des îles d'Oléron et de Ré ne communique avec la plate-forme que par l'intermédiaire des pertuis. La quantité de sédiment arrivant dans cette zone serait donc limitée (sur le profil de la figure 118, les réflexions ont un faible pendage au niveau de la première sous-unité) et entraîne plus une aggradation qu'une progradation des sédiments.

Vers l'Ouest, les réflexions progradantes ne se retrouvent qu'épisodiquement (figure 117) car cette sous-unité est fortement érodée. Ces corps, dont les réflexions discontinues sont à faible pendage, montrent un taux de sédimentation relativement faible et une énergie de dépôt élevée.

A la côte (figure 116), la progradation Sud-Ouest visible depuis la Gironde passe à une progradation Ouest puis WNW au Sud (figure 116). Ce phénomène pourrait être lié à un phénomène de légère subsidence aux environs de N44°50.

### Troisième sous-unité E2

La phase érosive séparant E3 de E2 provoque la mise en place d'une surface S1-3 et de chenaux. Suivant les hypothèses envisagées pour la formation de E3, les chenaux peuvent avoir plusieurs origines :

- de plus en plus marquée vers le Sud, ils résulteraient d'une augmentation de la compétence et/ou du nombre de paléo-fleuves,
- ils correspondraient à des chenaux de marée qui érodent E3.

Leur remplissage, lité ou transparent, correspondrait d'abord à une sédimentation relativement homogène et à un dépôt peu perturbé sur la majeure partie de la plate-forme. Vers le sommet, l'énergie du milieu augmenterait. Cette augmentation pourrait être liée à de nouvelles arrivées sédimentaires, mais aussi à la mise en place de la surface qui aplanit E2.

A la côte, les chenaux, peu nombreux au Nord, augmentent ensuite en nombre puis disparaissent brusquement au Sud de N44°45 (figure 116). La diminution de leur présence au Nord correspondrait à l'éloignement ou de la diminution de la compétence des paléo-fleuves. Vers le Sud, l'augmentation de leur nombre serait liée à la présence de la paléo-Leyre dans cette zone. Au Sud, la présence de la paléo-Leyre n'est plus visible, avec seulement quelques chenaux au Sud d'Arcachon.

E2 se termine à l'Ouest avec le biseautage de l'unité U1, c'est-à-dire essentiellement entre 90 et 100 m. Les chenaux pourraient ensuite se poursuivre par toutes les vallées visibles dans le substratum de la zone centrale.

### Quatrième sous-unité E1

E1 se dépose au-dessus de la surface S1-2 aplanit les dépôts sous-jacents. Elle montre des dépôts plus calmes et plus homogènes, généralement matérialisés par un faciès transparent qui devient lité vers le sommet. E1a correspond à des dépôts de quelques mètres, en général 1 ou 2 m, qui peuvent former un corps dunaire (figure 118) présentant une disposition de cordon littoral, avec une zone progradante vers l'Ouest et rétrogradante vers l'Est. Situé à environ 80 m de profondeur, il pourrait être lié à l'arrêt de la transgression visible vers 50-60 m de profondeur. Toutefois, sur une grande partie de la sous-unité E1a constitue un placage sableux, du même type que W1 à l'Ouest.

La surface qui sépare E1a de E1b ne montre pas de figures d'érosion en sismique. Les carottages montrent un passage entre un substratum plus grossier (E1a) et des sédiments fins (E1b) (Jouanneau *et al.*, 1989). Il s'agit souvent d'un passage de faciès sur une grande partie de la zone avec des réflexions litées plus continues vers le sommet. L'énergie de dépôt diminuerait vers le sommet. Ce phénomène serait lié à une augmentation progressive de la tranche d'eau.

E1b est surtout visible dans les creux topographique.. Il s'agit de vasières qui parsèment le littoral (grande vasière, vasière Ouest-Gironde, etc...). E1b correspond à du remplissage actuel de dépression par des suspensions.

### **3-3 Position stratigraphique de l'unité U1 sur la plate-forme nord-aquitaine**

L'unité U1 se poursuit vers le Sud où elle est appelée la couverture meuble pléistocène de la plate-forme sud-aquitaine. Cette dernière est constituée, idéalement, par une succession de 6 séquences comprenant chacune deux sous-unités (chapitre G). Deux hypothèses ont été présentées quand à l'historique de la mise en place de ces séquences :

- selon la première hypothèse, la couverture meuble aurait pu se mettre en place au cours des derniers 150 000 ans, c'est-à-dire au cours du dernier cycle de quatrième ordre. Dans cette éventualité, chacune de ces séquences élémentaires (figure 98) peuvent être corrélées avec des bas niveaux marins de cinquième ordre. Les séquences basales (U1-6) et sommitales (U1-1) seraient alors reliées respectivement aux stades isotopiques 6 et 2 qui sont les plus régressifs,
- selon la deuxième hypothèse, les séquences élémentaires seraient d'ordre 4 et se seraient mise en place au cours du dernier grand cycle de 600 000 ans.

Le manque de « calage stratigraphique » à partir de forages et de carottages ne permet pas d'être affirmatif quand à l'âge exact des unités sismiques rencontrées. Cependant, il est probable, sur la plate-forme sud-aquitaine, que la dernière séquence U1-1 se soit déposée entre le stade 2 (inclus) et l'actuel.

Sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine, la surface S1 présente une forte amplitude et une nette discontinuité angulaire entre les réflexions du substratum et celles de l'unité meuble supérieure. Facilement identifiable, elle est corrélable du Nord au Sud.

L'unité U1 de la plate-forme sud-aquitaine se biseaute progressivement vers le Nord et seule la séquence supérieure (U1-1) semble se poursuivre sur la plate-forme nord-aquitaine. Elle pourrait être corrélée assez facilement avec la sous-unité W3. Celle-ci, qui représente la majeure partie de la couverture meuble sur la plate-forme nord-aquitaine, a du se mettre en place, comme cela avait déjà été présentée (Cirac *et al.*, 1997), au cours du dernier cycle climatique quaternaire (stades 2-1). Cette hypothèse est confortée par les datations effectuées sur des carottes au niveau de la plate-forme nord-aquitaine. En effet, Cirac *et al.* (2000) indiquent que sur le plateau externe (au-delà de 80 m de profondeur), les âges sont compris entre 5000 et 10 000 ans dans la partie supérieure des carottes, et entre 20 000 et 23 000 ans dans le sédiment grossier résiduel de la base.

Vers l'Ouest et vers l'Est, des sous-unités supplémentaires apparaissent. Certaines sont sous-jacentes à W3 et donc plus anciennes. Elles se sont déposées antérieurement au stade 2.

La stratigraphie des différentes sous-unités et surfaces a été déterminée à l'aide de leur faciès sismiques et par la comparaison de travaux sur différentes plate-formes (Cirac *et al.*, 1997 ; Yoo et Park, 2000).

### **3-3-1 La zone externe**

La couverture meuble de la zone externe peut se subdiviser en quatre sous-unités (W1, W2, W3 et W4). Du fait de leur position en bordure de plate-forme, W4 et W3 se seraient déposées en période de bas niveau marin et fort probablement entre les régressions des stades 6 et 2 si on suit la première hypothèse de la plate-forme sud-aquitaine. Or dans cette période, les deux grands bas niveaux marins se produisent au stade 6 et au stade 2. On peut donc concevoir que W4 appartiendrait au bas niveau marin du stade 6 et W3 à celui du stade 2.

Dans ce contexte, W2 se seraient mise en place en période de bas niveau marin (sur la bordure de la plate-forme) ou au cours de la remontée suivante. En effet, de nombreux auteurs pensent que ces corps sédimentaires, généralement sableux, se sont formés pendant la hausse du niveau marin (Swift *et al.*, 1973 ; 1978 ; Stubblefield *et al.*, 1984). Ils résulteraient, entre autres, de la destruction des barrières littorales et du transport des sédiments par les courants (Stubblefield *et al.*, 1984 ; Diaz and Maldonado, 1990 ; Yoo et Park, 2000). La similitude entre la sous-unité W2 et ce que Yoo et Park (2000) appellent le « beach-shoreface complex » est importante. En effet, selon ces auteurs, ce dernier serait composé de corps dunaires, de 5 à 10 m d'épaisseur, parallèles à la bathymétrie, entre 120 et 150 m de profondeur. Leur base correspondrait à la surface transgressive et leur limite supérieure, localement irrégulière, serait formée sous l'action de l'érosion consécutive aux très fortes houles.

Ces corps sédimentaires, sur la plate-forme nord-aquitaine, se déposeraient sur la surface S1-3 qui correspondraient donc à la surface transgressive. Avec la transgression, les dépôts migrent vers l'Est.

W1, correspondant au placage sableux superficiel (Cirac *et al.*, 1997), se serait installée sur une surface moins érosive (S1-2) qui pourrait correspondre à la surface de ravinement par les vagues indiquée par Yoo et Park (2000). Par comparaison avec les profils de ces auteurs, W1 correspondrait à la « mid-shelf transgressive layer ». De forme drapante, elle serait formée de nappes de sable relique de quelques mètres d'épaisseur. Elle appartiendrait à une sous-unité transgressive.

Au Sud, deux lobes décrits précédemment forment une accumulation de type « lobe deltaïque ». Le lobe A, mis en place dans un milieu de forte énergie, pourrait être rattaché à W4. Le lobe B, plus homogène, correspondrait alors à W3. Les conditions nécessaires à la formation de W2 ne semblent pas être réunies. W1 se retrouve par-dessus ces sous-unités.

Ces hypothèses sont synthétisées sur les figures 123 et 124 respectivement pour la zone « Ouest-Gironde » (zone Ouest) et la zone « Lacanau-Hourtin » (zone Sud).

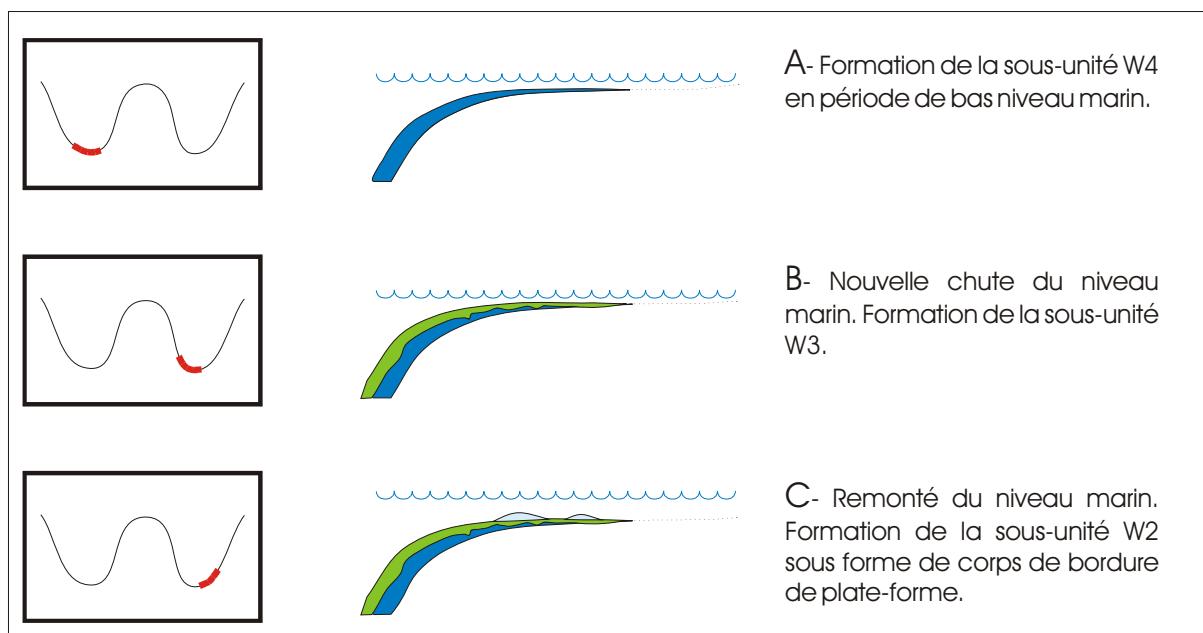


Figure 123 : Mise en place de l'unité U1 au niveau de la zone « Ouest » externe.

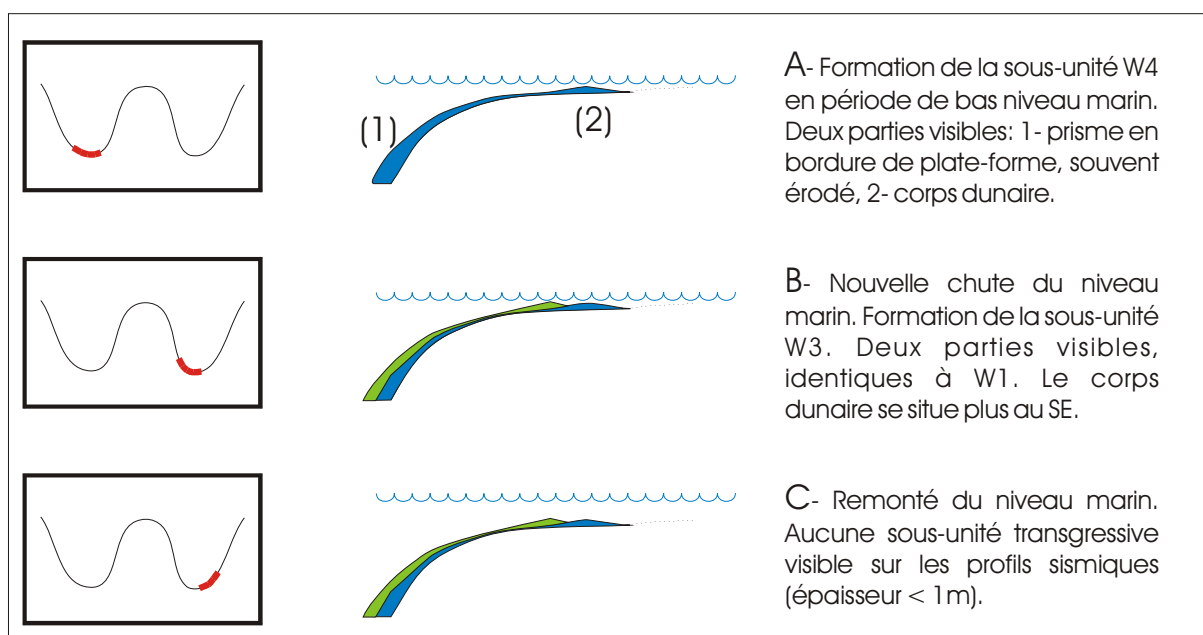


Figure 124 : Mise en place de l'unité U1 au niveau de la zone « Sud » externe, en face de Lacanau.

### 3-3-2 La zone centrale

Sur cette zone, la couverture meuble est constituée d'une seule sous-unité recouverte par le placage sableux W1. Elle se serait donc mise en place lors de la remontée marine (figure 125), sur une zone érodée lors de la chute du niveau marin. Les quelques corps sédimentaires qui recouvrent essentiellement le Nord de la zone correspondraient selon Cirac *et al.* (1997) à des corps en backstepping mis en place lors de la dernière remontée du niveau marin. Cette interprétation rejoint celle de Yoo et Park (2000) sur la plate-forme coréenne. Ce type de corps correspondrait pour ces auteurs à des rides de sables transgressives mise en place entre 60 et 90 m de profondeur sur la surface de ravinement par les vagues.

Au Sud, les dépôts transgressifs peu épais comblent les dépressions (figure 125).

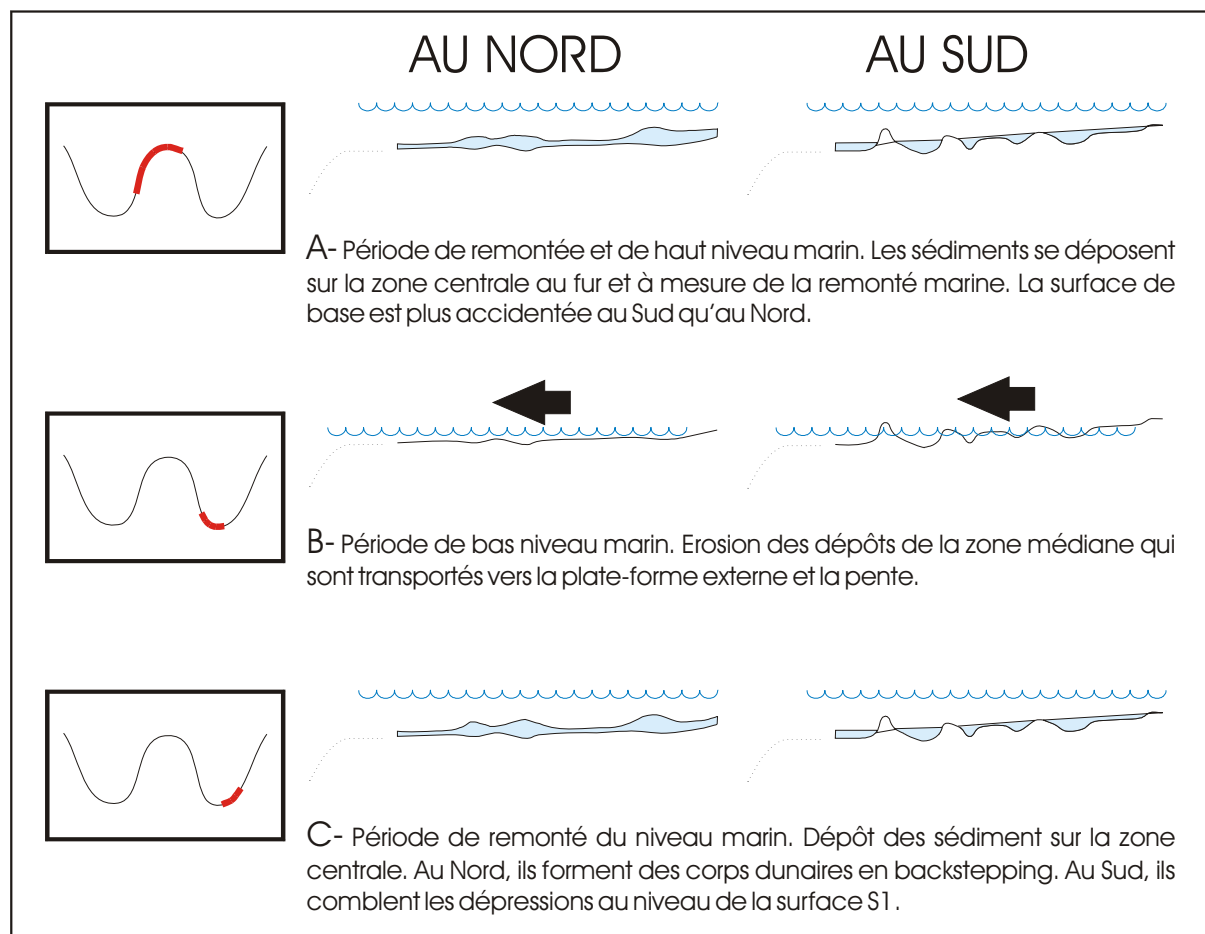


Figure 125 : Mise en place de l'unité U1 au niveau de la zone centrale au Nord et au Sud de la plate-forme nord-aquitaine.



### 3-3-3 La zone interne

Contrairement à la zone externe, les sédiments se sont déposés essentiellement lors des transgressions et des hauts niveaux marins. Quatre sous-unités composent l'unité U1, de la base vers le sommet : E4, E3, E2 et E1 (figure 126). La première sous-unité E4, composée de sédiments grossiers ou hétérogènes, comblent les dépressions sur la surface S1. Elle correspondrait à du remplissage grossier de bas niveau marin. Elle est limitée au sommet par la surface transgressive S1-4. La sous-unité progradante E3 se serait alors mise en place lors de la remontée du niveau marin.

La surface S1-3 limitant la base de la troisième sous-unité, E2, marquerait

- soit une chute du niveau marin et le bas niveau marin avec l'installation des entailles, S1-3 serait alors la surface régressive,
- soit une érosion liée au ravinement par la marée. Elle se serait alors formée à la suite de E3 lors de la dernière transgression et correspondrait à des incisions tidales.

Considérant que E3 serait une unité transgressive, E2 correspondrait alors à des incisions tidales. La sous-unité E2 pourrait correspondre à ce que Yoo et Park (2000) appelle le complexe estuarien transgressif.

La dernière sous-unité, E1, se mettrait en place sur une surface de forte amplitude S1-2 qui pourrait être une surface condensée ou un « lag deposit » (Cirac *et al.*, 1997) ou la surface d'inondation maximale. En effet, comme Correggiari *et al.* (1996) l'indiquent, la surface d'inondation maximale est une surface en downlap identifiée par une réflexion de forte amplitude à la base du prisme de haut niveau marin. E1 serait une sous-unité de haut niveau marin. L'unité de haut niveau marin constituerait un placage de 1 ou 2 mètres sur la plate-forme interne ainsi que des vasières. Les carottages effectués au niveau de la vasière Ouest-Gironde indique des âges de 5000 à 2000 ans BP sous cette vasière (surface S1-2), c'est-à-dire ~5000 à -4000 ans pour le substrat grossier (graviers et galets coquilliers), de -3000 à -2000 ans BP pour les sables moyens roux, et de -2000 ans pour les sables fins gris à la base de la vase (Jouanneau *et al.*, 1989 ; Lesueur *et al.*, 1989, 1991, 1994). La vasière se serait donc formée bien après la stabilisation du niveau marin qui aurait eu lieu vers -6000 ans BP (Arbouille, 1987).

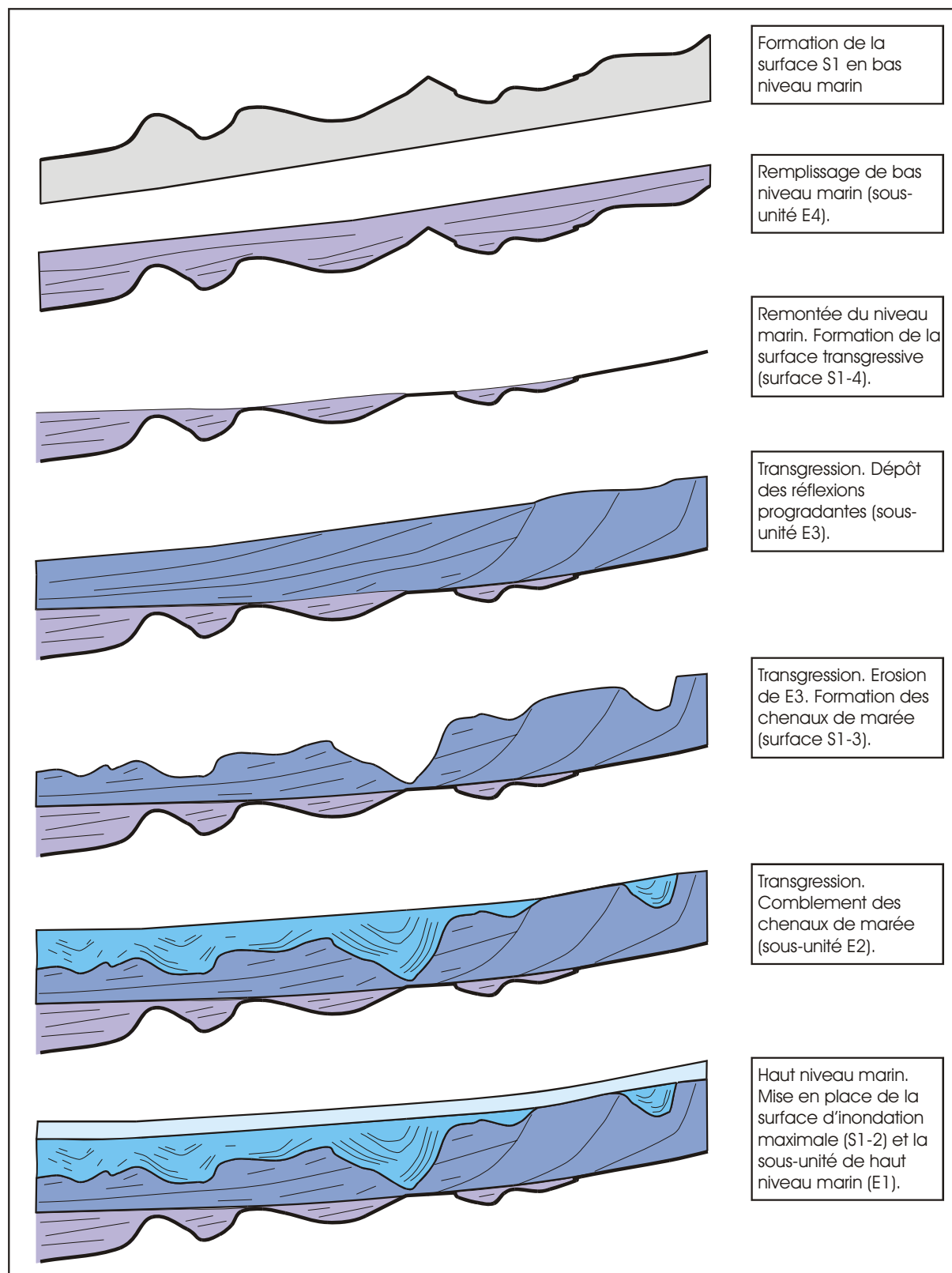


Figure 126 : Processus de mise en place des sous-unités E4, E3, E2 et E1 sur la plate-forme interne et médiane de la plate-forme nord-aquitaine.

### **3-4 Discussions**

#### **3-4-1 La zone externe**

L'intérêt de cette zone est la présence de corps de bordure de plate-forme. Appartenant à la séquence transgressive, ils se déposent sur la surface transgressive. Trois facteurs, au moins, sont nécessaires à leur formation :

- 1- Les apports sédimentaires suffisants
- 2- Le dépôt de ces apports
- 3- Le remodelage du sédiment.

##### **3-4-1-1 Les corps de bordure de plate-forme à l'Ouest**

Les deux premières sous-unité (W4 et W3) de la zone externe correspondent à des prismes de bordure de plate-forme formés en bas niveau marin et séparés par une surface de bas niveau marin S1-4. Par la suite, W3, puis W2 dans sa totalité, ont évolué en corps sédimentaires allongés NW-SE. Ils sont parallèles à la bordure de la plate-forme et migrent du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Les formes les plus orientales seraient donc les plus jeunes. Cette hypothèse correspondrait bien à celle de Diaz et Maldonado (1990) où les corps les plus plats sont les plus anciens, les plus récents étant étroits et avec plus de reliefs (figure 113). Ces corps se décaleraient vers le continent en même temps que le niveau marin.

##### **3-4-1-1-1 Les apports sédimentaires**

L'absence de ces corps sédimentaires vers le Sud pourrait être liée à un stock sédimentaire insuffisant. En effet, une carotte étudiée par Arbouille *et al.* (1987) montre une faible couverture sédimentaire (moins de 1m50) aux environs de 120 m de profondeur. Sur cette carotte d'1,60 m, seuls les 50 derniers centimètres correspondent à la transgression. Ce stock peut provenir du démantèlement de la couverture sédimentaire ou de l'apport direct par les fleuves. Ces apports sont ensuite répartis sur une grande zone, ce sont plutôt des apports « dispersifs ».

Barusseau (1973) indique la présence d'un chenal (chenal de Rochebonne) débouchant vers -100 m au Nord-Est de notre zone. Ce chenal, visible sur nos profils sondeurs, recoupe les unités les plus récentes. Il serait donc trop récent pour avoir apporter le matériel

sédimentaire nécessaire. Les sédiments ont probablement emprunté les entailles plus anciennes de la zone centrale. Le sédiment pourrait provenir de la Gironde mais aussi des fleuves situés plus au Nord comme la Charente ou même la Loire.

#### 3-4-1-1-2 Dépôt des sédiments

Le sédiment qui arrive sur la plate-forme externe y est ensuite piégé et remodelé pour former des corps dunaires. La largeur de la plate-forme, en période de haut niveau marin, entraîne un temps de résidence des suspensions assez long. Les sédiments, au lieu de se déverser directement dans la plaine abyssale, se déposent d'abord sur la plate-forme. Ce phénomène permet d'avoir un stock sédimentaire plus important au Nord qu'au Sud de la plate-forme. De plus, la plate-forme externe montre une pente très faible, favorisant le dépôt de sédiment. Par ailleurs, la bordure de la plate-forme se situe sous le niveau marin. En début de transgression, le remontée du niveau marin est rapide, ce qui favorise la conservation des corps sédimentaires.

Enfin, les courants de marée sont importants (marée méso à macro-tidale), surtout en bordure de plate-forme où l'effet de barrière lié à la marée (Castaing, 1981) contrecarre le transport des sédiments vers l'Ouest. L'effet de barrière doit être moins présent au sud, les sédiments étant alors dirigés vers la plaine abyssale.

#### 3-4-1-1-3 Remodelage des sédiments

Une fois le stock sédimentaire bloqué sur la plate-forme externe, il doit être remodelé pour former les corps dunaires. Ces corps de bordure de plate-forme pourraient correspondre aux ridins évoqués par Collotte (1985) au-delà de 80 m. Selon cet auteur, ils peuvent attendre une hauteur de 7m s'ils sont liés aux courants de marée, et une longueur d'onde de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. Ces ridins, de crêtes sinueuses, sont allongés NW-SE et semblent migrer vers le Nord-Est. Cette direction peut être corrélée avec les courants de marée (flot) et les tempêtes de Sud-Ouest qui, bien que peu fréquentes, sont généralement violentes (Castaing, 1981).

Cependant, les formes créées par les courants de marée ont tendance à être parallèles à ces courants (Berné *et al.*, 1998), ce qui n'est pas notre cas car les corps dunaires sont NW-SE. En fait, ils sont parallèles aux « croches » situées plus à l'Est. Un contrôle structural est

donc possible au niveau de leur orientation. Par contre, le contrôle par les très fortes houles d'Ouest ou de Sud-Ouest est probable.

### **3-4-1-2 La zone « Ouest-Lacanau »**

Plus au sud, l'unité U1 s'amincit et les corps de bordure de plate-forme ne sont plus très bien définis, sauf en face de Lacanau (figure 106). L'observation de la bathymétrie au niveau de ce corps montrerait une formation différente. En effet, ce corps forme à la surface un éventail au-delà de la limite des 100 m.

#### 3-4-1-2-1 Les apports sédimentaires

Il est intéressant de noter que sur la carte bathymétrique, le corps sédimentaire, constitué de deux lobes A et B, de la plate-forme externe situé au niveau de la région Sud se poursuit vers le Nord-Est en direction de la Gironde. Il semble donc que la Garonne (ou la Dordogne) soit à l'origine de cette accumulation sédimentaire. De plus, la dépression du Cap Ferret « attire » les sédiments, comme nous venons de le voir au niveau des unités du substratum.

Dans ce cas, les apports en matériel sédimentaire sont directement amenés par un fleuve. Ces apports peuvent traverser la plate-forme par l'intermédiaire de certaines entailles existantes dans la substratum au niveau de la zone « Lacanau-Hourtin » ou par de nouvelles entailles présentes au niveau de l'unité U1. Ils débouchent sur la rupture de pente des 100 m et s'écoulent vers le Sud-Ouest en s'accumulant sous forme d'un cône sédimentaire en bordure de plate-forme.

Les sédiments qui nourrissent ce corps en éventail ne sont donc pas de type dispersif. Au contraire, ils se concentrent sur une même zone.

#### 3-4-1-2-2 Dépôt des sédiments

De même que plus au Nord, la plate-forme est encore large dans cette zone, surtout si on considère que les sédiments proviennent de l'embouchure de la paléo-Gironde plus au Nord. Cependant, dans cette zone, les courants de marée n'ont probablement plus les mêmes propriétés, l'effet de barrière en bordure de plate-forme doit s'être atténuée ou même devenir inexistant. Le piégeage des sédiments dans cette zone serait liée à l'instabilité du socle. En

effet, celui-ci alternent des zones hautes et des zones basses. Or ce corps se situe au niveau d'une zone haute bien visible au niveau de l'unité 4, entre la dépression Nord et la dépression centrale (figure 64). Ce soulèvement a contrecarré la diffusion des sédiments vers la dépression du Cap Ferret.

#### 3-4-1-2-3 Remodelage du sédiment

Dans ce cas, les facteurs intervenant dans la formation de ce corps sont plus liés aux sédiments eux-mêmes qu'à l'hydrodynamisme. Les sédiments arrivant au niveau de la rupture de pente des 100 m s'écoulent dans le sens de la pente et viennent s'accumuler 10 ou 20 m plus bas. La formation de ce corps dunaire est plus à rapprocher de la formation des deltas que du « beach-shoreface complex » de Yoo et Park (2000).

De même que pour les corps de bordure de plate-forme, un faciès chaotique est surmonté d'un faciès plus homogène. Ces faciès pourraient correspondre successivement à W4 puis à W3. Nous retrouvons donc ponctuellement deux phases de dépôts sur la zone externe.

#### **3-4-1-3 Synthèse des facteurs nécessaires à l'installation des corps sédimentaires de la zone externe**

Le tableau IX ci-dessous résume les facteurs (non exhaustifs) pouvant entraîner la mise en place de ces corps de bordure de plate-forme. Il ne tient compte que des zones comprises entre 100 m de profondeur environ et l'accore.

La plate-forme Nord-aquitaine est divisée en trois zones : la zone Nord et Ouest qui correspond au corps parallèles à la bathymétrie, la zone Sud où se situe le corps de type delta et la zone sans « dunes » où aucun corps dunaire de grande amplitude n'est visible. La plate-forme Sud-aquitaine, elle, ne montre que quelques corps dunaires de faible amplitude au Nord, elle sera donc considérée comme sans « dunes » elle aussi.

FACTEURS	Plate-forme Nord-aquitaine			Plate-forme Sud aquitaine
	Zone Ouest	Zone sud	Sans « dunes »	
Largeur de plate-forme (pente)	largeur > 90 km	30-40 km	< 30 et entre 30-40 et 90 km	~40 à 50 km
Pente	Pente < 0,001%	Pente ~0,001%	variable	Pente ~0,001%
Position par rapport à la pente	Perpendiculaire à la pente	Parallèle à la pente		
Position par rapport aux 100m de prof	> 40 km	accolé		
Localisation par rapport à la marge	Donnant sur la marge armoricaine	Donnant sur le flanc Nord du Cap Ferret	Donnant sur le flanc Nord du Cap Ferret	Bassin de Parentis et plateau landais
Stabilité tectonique	stable	Zone de soulèvement	Subsidence liée à la proximité de Cap Ferret ?	instable
Présence possible de fleuves	Charentes, Loire, Gironde	Gironde	Gironde ?	Fleuves landais
Comportement des sédiments	Ils se dispersent	Ils restent sur une même zone		
Présence d'entailles dans le substratum sous-jacent	non	Partie NW de la zone d'Arès	Oui, zone SW des « croches », et dépressions au niveau de S2	Non, mais bassin de Mimizan

Tableau IX. Comparaison des facteurs contrôlant la sédimentation au niveau de différentes zones de la plate-forme Aquitaine.

Ces corps sédimentaires, mis en place en période de bas niveau marin, l'ont été sous une faible tranche d'eau.

Les corps parallèles à la pente nécessitent une plate-forme large et stable. Les facteurs hydrodynamiques qui ont contrôlé leur édification ont pu résulter de la conjugaison des fortes houles d'Ouest ou du Sud-Ouest renforcées par « l'effet de seuil » et les courants de marée.

Les corps perpendiculaires à la pente sont, eux, accolés à la rupture de pente des 100 m. L'augmentation de la pente de la plate-forme a pu provoquer la formation d'un courant de



type turbiditique et une accumulation sédimentaire lorsque la pente diminue. De plus, ils se sont installés sur une ancienne zone haute qui peut correspondre à une zone en soulèvement, ce dernier favorisant le dépôt de sédiment.

Pour les deux formes dunaires, la présence d'un paléo-fleuve important est nécessaire à l'apport des sédiments.

Pourquoi les apports amenés par les fleuves landais n'ont pas réussi à former ce type de corps ? il semblerait que l'instabilité liée à la subsidence et la présence du Bassin de Parentis en soient les causes principales. De plus, même si la longueur de la plate-forme externe est équivalente à celle de la zone sud, la distance entre le littoral et la ligne des 100 m est nettement plus importante au Nord, entraînant un temps de résidence plus long et dépôt sur la plate-forme plus facile.

### **3-4-2 La zone centrale**

C'est la zone où les phénomènes d'érosion liés aux variations du niveau marin se font le plus sentir. En effet, de nombreuses lignes de rivage en bas niveau marin s'y sont succédées. L'absence de drapage sur certaines zones indique la présence de phénomènes hydrodynamiques qui peuvent être encore actifs et qui empêchent le dépôt de sédiments dans cette zone, mais aussi des zones de soulèvement possibles.

La partie nord de cette zone reçoit suffisamment de matériel terrigène pour former des accumulations de sédiments, contrairement à la partie plus méridionale.

Ici, comme sur beaucoup d'autres plates-formes (Trincardi et Field, 1991), la diminution des apports sédimentaires associées à l'augmentation de la largeur de la plate-forme durant la transgression marine entraînent par endroits l'absence de dépôts transgressifs visibles sur les profils sismiques.

### **3-4-3 La zone interne**

Elle se compose de quatre sous-unités E1, E2, E3 et E4.

Les travaux effectués aux environs de l'embouchure de la Gironde ont permis l'étude de la dernière séquence d'ordre 5 (Lericolais *et al.*, 2001). La proximité de cette étude permet une corrélation entre les sous-unités E4, E3, E2 et E1 et celles de ces auteurs (tableau X).

	Plate-forme nord-aquitaine	Lericolais <i>et al.</i> , 2001
Surface de base	S1	R1
cortège de bas niveau marin	E4	S1
Surface transgressive	S1-4	R2
Cortège transgressif	E3	S2
Surface de ravinement tidal	S1-3	R3
Cortège transgressif, remplissage des chenaux tidaux	E2	S3
Surface de ravinement par les vagues	S1-2	S4
Cortège de haut niveau marin	E1	R4

Tableau X. Correspondance entre les unités de la plate-forme nord-aquitaine et les unités de Lericolais *et al.* (2001).

En effet, la sous-unité E4 correspondrait à des sédiments grossiers ou hétérogènes et pourrait constituer le cortège de bas niveau marin. De plus, ce cortège de bas niveau marin est essentiellement situé autour de l'embouchure de la Gironde (Feral, 1970 ; Lericolais *et al.*, 2001). Sa faible épaisseur ne permet pas de distinguer partout et la surface transgressive est souvent confondue avec la surface de base S1.

La sous-unité E3 serait une sous-unité transgressive. En face de l'embouchure de la Gironde (figure 118), elle se trouve directement en contact avec le substratum à l'Est. Elle pourrait donc correspondre au système transgressif décrit par Lericolais *et al.* (2001), notamment à l'unité S2 qui se poursuit le plus au large.

La sous-unité E3 est d'abord caractérisée par des réflexions progradantes de forte amplitude. Selon Fitzgerald *et al.* (1992), les réflexions sigmoïdales de Buzzard Bay (Massachusetts) sont le résultat d'apports de graviers alternant avec des apports sableux au niveau des plages. La présence de sédiments grossiers expliquerait la forte amplitude sismique de ce faciès.

La surface érosive S1-3 se formerait en période transgressive. Elle ne peut donc pas correspondre à des incisions fluviales telles qu'il en existe en période de bas niveau marin. Ce sont donc des chenaux formés par des courants actifs lors de la remontée du niveau marin. S1-3 délimiterait des chenaux formés par les courants de marée, en période transgressive. E2 constituerait le remplissage de ces chenaux.

Cette interprétation est confortée par celle de plusieurs auteurs (Sutter *et al.*, 1987 ; Knebel et Circé, 1988 ; Trincardi *et al.*, 1994) qui montrent la présence de chenaux fluviaux dans la partie supérieure des faciès progradants transgressifs, entre 60 et 110 m de profondeur pour le système du Po (Italie). Tortora (1996) indique aussi la présence de surfaces d'érosion à la base ou à l'intérieur du prisme transgressif qui correspondrait à des chenaux de marée (tidal inlet) et d'estuaires résultants de l'érosion de la marée au niveau des systèmes de vallées ennoyées.

Pour ces auteurs, le type de faciès correspondant aux sous-unités E3 et E2 correspondrait à des faciès deltaïques ou des systèmes de barrière. Ces hypothèses rejoindraient le modèle de Thorne et Swift (1991) et l'interprétation des faciès sismiques de Sangree et Widmier (1977) (shelf delta complex). Le faciès d'entailles (E2) se formerait à l'arrière de barrières elles-mêmes mises en place lors de la dernière transgression.

La surface qui limite le sommet de ce remplissage est S1-2. Située sur une grande partie de la plate-forme, elle limite un faciès généralement litée, similaire à celui de l'unité R4 décrit par Lericolais *et al.* (2001). S1-4 serait une surface de ravinement tidale qui limite le cortège de haut niveau marin formé par E1. Elle est composée de E1a et de E1b. Elle s'est déposée sur la surface d'inondation maximale pendant le haut niveau marin. La faible épaisseur de E1b pourrait s'expliquer par des apports sédimentaires limités. En effet, Pontee *et al.* (1998) indique qu'après 6000 ans BP, seule une petite partie des sédiments qui transitent par l'estuaire atteint le plateau continental. Ces apports se limiteraient à la côte et ne seraient donc pas visibles sur nos profils sismiques.

### **3-5 Synthèse sur l'évolution de la couverture meuble de la plate-forme nord-aquitaine**

A l'Ouest, sur la zone externe, l'unité U1 est constituée de deux prismes de bas niveau marin surmontés dans la région « Ouest-Gironde » par des corps sédimentaires transgressifs qui se retrouvent, avec une épaisseur moins importante, dans la partie septentrionale de la zone médiane.

Au Sud, la zone externe est constituée d'une ou deux sous-unités qui, vers la zone médiane, comblent les dépressions du substratum sans montrer de corps sédimentaires. Cette différence (absence ou présence de formes d'accumulation que sont ces corps sédimentaires) s'expliquerait par la proximité de la dépression du Cap Ferret.

Toutefois, que ce soit au Nord ou au Sud de la plate-forme, la zone médiane se caractérise par une faible épaisseur de la couverture sédimentaire qui peut même être absente par endroits.

L'unité U1 se complique vers l'Est, au niveau de la zone interne où elle correspond à une séquence de dépôt entière (remplissage de bas niveau marin, dépôts transgressifs et de haut niveau marin). Les dépôts de bas niveau marin ont été fortement érodés par la transgression. Ils sont épars et de faible épaisseur. La séquence transgressive E3 débiterait par des sédiments relativement grossiers (sables et graviers qui alternent et forment les réflexions progradantes de forte amplitude). Vers l'Ouest, les sédiments de cette sous-unité s'homogénéisent car l'amplitude des réflexions diminue. Un faciès deltaïque ou de barrière comprenant des chenaux tidaux (sous-unité E2) apparaît alors. Le cortège transgressif est limité par la surface de haut niveau marin au-dessus de laquelle se dépose le cortège de haut niveau marin formé par E4.

### **3-6 Comparaison entre la plate-forme Sud et Nord**

Le tableau XI synthétise les différences entre les unités des plate-formes nord et sud-aquitaine.

	Plate-forme nord-aquitaine	Plate-forme sud aquitaine
Zone externe	<p>Seules les variations importantes du niveau marin (&gt; 50m) sont enregistrées. Essentiellement constituée de cortèges de bas niveau marin.</p> <p><u>Facteurs de contrôle</u> : Niveau marin, largeur de la plate-forme, proximité des sources de dépôt</p>	<p>Une grande partie des variations du niveau marin est enregistrée. Composée de cortèges de bas niveau marin et de cortèges transgressifs.</p> <p><u>Facteurs de contrôle</u> : Niveau marin, subsidence/ soulèvement.</p>
	Les sous-unités de la plate-forme sud-aquitaine se biseautent vers le Nord.	
Zone médiane	<p>Un seul cortège, transgressif, est présent.</p> <p><u>Facteurs de contrôle</u> : Niveau marin</p>	<p>Une grande partie des cortèges de la zone externe se biseaute rapidement vers l'Est. Le dernier cortège transgressif est peu épais et recouvre la quasi-totalité de cette zone</p> <p><u>Facteurs de contrôle</u> : Niveau marin, diapirisme</p>
	La dernière unité transgressive est présente sur l'ensemble de la plate-forme, sauf au niveau de la zone des « croches » au Nord et des diapirs au Sud.	
Zone interne	<p>Cortèges transgressifs bien développés composés d'un faciès progradant, mis en place durant un ou plusieurs cycles de niveau marin, d'un faciès de remplissage de chenaux de marée. Cortège de haut niveau marin de faible épaisseur.</p> <p><u>Facteurs de contrôle</u> : Niveau marin, marées, vagues</p>	<p>Cortèges transgressifs et de haut niveau marin.</p> <p><u>Facteurs de contrôle</u> : Niveau marin, ?</p>
	Les cortèges transgressifs et de haut niveau marin se développent vers le Nord où des chenaux sont visibles.	

Tableau XI. Comparaison entre les unités des plate-formes nord et sud-aquitaine.

Alors que les variations du niveau marin sur la plate-forme Sud-aquitaine sont essentiellement enregistrées au-delà de 90 m de profondeur, c'est l'inverse sur la plate-forme Nord-aquitaine : le plus grand nombre d'unités se trouve en deçà de 90 m de profondeur. Cette différence essentielle entre les deux plate-formes pourrait s'expliquer par leur

morphologie respective, ainsi que par d'autres paramètres comme la subsidence et les apports plus ou moins importants par les fleuves en des endroits déterminés au cours du temps.

La largeur de la plate-forme au Nord piège l'essentiel des sédiments sur la zone interne, permettant un enregistrement relativement complet, sans hiatus, alors que sur la plate-forme sud, en plus de son étroitesse, s'ajoute des phénomènes de subsidence qui attire le sédiment vers la pente en même temps qu'ils protègent les dépôts de l'érosion. Les sédiments se déposent peu sur la zone interne. Ainsi, pour une même largeur de plate-forme, pour 90 m de profondeur à N46°00, nous avons plus de 150 m de profondeur à N44°00.

Au Nord, seuls les bas niveaux marins extrêmes permettent un dépôt sur la zone externe car il faut amener les sources d'apports à proximité alors que toutes les oscillations du niveau marin sont enregistrés au Sud.

# *Conclusions*

# *Générales*





## **CONCLUSIONS GENERALES**

La thématique de cette thèse inscrit dans le cadre des travaux sur la compréhension de la stratigraphie des dépôts sur les plateaux continentaux. Elle utilise une approche de la mise en place des dépôts sédimentaires qui est nouvelle pour la zone d'étude envisagée : la sismique très haute résolution utilisée pour la première fois de façon systématique sur le plateau continental aquitain. Cette approche ne permettant qu'une pénétration limitée, seuls ont été étudiés les terrains attribués du Néogène à l'Actuel. Cette étude s'est appuyée, en grande partie, sur les modèles conceptuels de la stratigraphie séquentielle.

La zone étudiée se situe au niveau de la plate-forme aquitaine du littoral à l'est, jusqu'à la rupture de pente de la plate-forme à l'Ouest, depuis l'embouchure de la Gironde au nord, jusqu'au canyon de Capbreton au sud. Le premier objectif de ce travail a consisté en une approche de la stratigraphie des dépôts du Mio-Pliocène jusqu'à l'Actuel. La caractérisation des faciès sismiques et de la géométrie des dépôts a permis de définir des séquences de dépôt pouvant être corrélées avec de possibles variations eustatiques. Le second objectif a été la mise en évidence des facteurs qui ont contrôlé ces dépôts. Ces facteurs sont nombreux et comprennent notamment la variation eustatique du niveau marin, la tectonique de la région, le régime hydrodynamique, l'évolution des systèmes fluviaux tant sur le continent que sur la plate-forme lors de son exondation, les apports disponibles en fonction des sources et du climat. Un grand nombre d'entre eux sont interconnectés (niveau marin et réseau hydrographique par exemple), certains sont locaux (tectonique, régime hydrographique) et d'autres globaux (variations du niveau marin et du climat).

Ces objectifs ont pu être menés à bien grâce à différents types de profils sismiques auxquels correspondent différentes pénétrations et résolutions (sondeur de sédiment 2,5 et 3,5 kHz ; sismique monotrace sparker ou air gun, sismique rapide 6 traces). Quelques travaux antérieurs sur des forages ou des carottages ont été utilisés afin de « caler » stratigraphiquement certaines séquences sismiques.

Après un rappel du contexte géologique, morpho-structural et hydrodynamique de la région, suivi d'une présentation synthétique des travaux antérieurement réalisés sur la construction de la marge, nous avons fait apparaître que, d'un point de vue morpho-structural, 2 régions doivent être distinguées.

Au Nord, la plate-forme nord-aquitaine, prolongement de la plate-forme armoricaine, présente un comportement structural relativement stable. La couverture sédimentaire y est nettement moins importante qu'au Sud. Très large (plus de 200 km) et avec de très faible

pentcs (de l'ordre de 0,002 %), elle a été soumise à de multiples émerstons durant tout le Plio-quaternaire. Ceci a entraîné, d'une part, des minéralisations et des indurations du sédiment donnant localement un substrat rocheux et, d'autre part, une forte érosion par abrasion par les vagues. Ainsi, la couverture du plateau médian est souvent très mince, voire absente. Seules les plate-formes externe et interne présentent une couverture sédimentaire meuble significative: (i) sur la première se sont édifiés des corps sédimentaires de bordure, (ii) sur la seconde se sont mis en place des prismes littoraux ou des cônes estuariens. Les corps sédimentaires de bordure pourraient correspondre à des barres d'embouchures ou des lobes sédimentaires, mis en place au débouché de grands distributaires (Loire ? Gironde ?). Ils se sont probablement édifiés en fin de bas niveau marin ou en début de remontée. Ils ont été préservés parce qu'ils représentaient une masse sédimentaire importante difficilement érodable, mais aussi, comme dans le cas du dernier « post glaciaire », le début de la remontée a pu être rapide. Les prismes littoraux se sont formés aux débouchés des paléo-rivières lors des transgressions et des hauts niveaux marins et ont été soumis à l'action des vagues et de la marée.

La plate-forme Sud est plus étroite (de l'ordre de 50 km) et présente une pente plus forte. Ainsi, en période de remontée du niveau marin, les dépôts sédimentaires sont plus rapidement submergés. Il en résulte une meilleure préservation des dépôts. Par ailleurs, la région sud-aquitaine est un domaine subsident avec un taux de subsidence actuel pour la région des Landes de l'ordre de 0.5mm/an. Cette subsidence, à l'échelle de l'ensemble du plateau, augmente le taux d'accommodation et accroît le potentiel de préservation des dépôts. Enfin, cette plate-forme est affectée de phénomènes de diapirisme accompagnés d'affaissements et soulèvements locaux. L'épaisseur de la couverture sédimentaire, importante, peut dépasser, par endroit, les 3 000 mètres.

Pour chacune de ces régions, la géométrie des dépôts Mio-Plio-Quaternaires et celle des dépôts de la couverture meuble du Pléistocène supérieur ont été successivement analysées.

Les corrélations établies entre les différentes unités et les séquences reconnues dans chacune des deux régions, l'ont été essentiellement grâce aux profils sismiques nord-sud et à certaines réflexions qui traversent l'ensemble de la plate-forme aquitaine entre ces deux régions.

Les séquences de dépôt définies sur la plate-forme aquitaine

Chaque unité sismique correspond à une séquence de dépôt tel que définie par Vail et al. (1987). Cependant trois discontinuités sont de plus forte amplitude, deux sont présentes sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine et correspondent grossièrement à la limite entre le Miocène et le Pliocène et entre le Quaternaire et la dernière séquence déposée (Quaternaire terminal), la troisième, plus ancienne (datée de la fin de l'Oligocène ou de la base du Miocène), est uniquement présente autour de l'embouchure de la Gironde car elle s'approfondit rapidement vers le Sud-Ouest. Chacune de ces limites correspond à des bas niveaux marins qui ont provoqué le déplacement du rivage en bordure de plate-forme.

*Au Miocène :*

Les dépôts miocènes, sur la plate-forme nord-aquitaine, sont composés de trois unités sismiques qui s'organisent en trois séquences de dépôt. Vers le Sud, dès la bordure méridionale de la plate-forme nord-aquitaine, la première séquence n'est plus visible du fait de l'augmentation de l'épaisseur des unités. La deuxième séquence comprend des sous-séquences essentiellement visibles vers la bordure méridionale de la plate-forme nord-aquitaine. La troisième séquence apparaît au niveau de cette bordure et se poursuit ensuite vers le Sud.

Sur la plate-forme nord-aquitaine, la séquence basale montre des dépôts bien stratifiés qui devraient correspondre à une période de haut niveau marin relativement stable durant laquelle se met en place une séquence de plate-forme carbonatée. Cette période se termine par un mouvement de bascule qui débute probablement vers la fin du Burdigalien. Cet événement va être responsable de l'individualisation d'une surface de discontinuité majeure, limitant la base de la séquence sus-jacente, et les nombreuses oscillations du niveau marin qui suivent vont créer jusqu'à quatre surfaces secondaires à l'intérieur de cette séquence permettant de définir autant de sous-séquences.

La bordure méridionale de cette plate-forme est drainée par tout un réseau d'entailles de paléo-vallées et de paléo-canyons qui rejoignent la dépression du Cap Ferret. Ce réseau est contrôlé à la fois par le substratum sous-jacent, avec la formation d'ondulations et de failles et par la zone subsidente de la dépression de Cap Ferret ainsi que par les baisses de plus en plus fréquentes et importantes du niveau marin à partir de cette période. La dernière chute provoquera la mise en place du dernier réseau d'entailles dont le remplissage correspond à la dernière séquence.

Ces incisions se produisent, en grande partie, en milieu sub-aquatique. Elles sont probablement en relation avec le débouché d'un important réseau hydrographique dont les apports permettent, en période de bas niveau marin, le creusement de ces incisions, et, en cours de remontée du niveau marin, leur remplissage.

Jusqu'au Miocène moyen, les apports sédimentaires pouvaient transiter sans obstacle sur la plate-forme jusqu'en bordure nord de la dépression de Mimizan. La formation du réseau d'entailles, et les premières manifestations du diapirisme, vont perturber le transit des sédiments ce qui semble entraîner une diminution de la progradation sur cette bordure.

Sur la plate-forme sud-aquitaine, le Miocène est une période de forte progradation avec une avancée importante de la plate-forme vers l'Ouest. Cette progradation est essentiellement alimentée par les apports sédimentaires venant principalement des Pyrénées, et contrôlée par le diapirisme et la subsidence. Les fluctuations du niveau marin jouent beaucoup moins que sur la plate-forme plus au Nord. Les chutes successives du niveau marin à partir du Miocène moyen ne se traduisent que par quelques surfaces de discontinuité à l'intérieur de la séquence de base (2 ou 3 sont visibles le long du littoral actuel). Seule la dernière chute du niveau marin à la fin du Serravalien, la plus importante de cette époque, se marque par une nette surface de discontinuité, au dessus de laquelle va se mettre en place la dernière séquence du Miocène.

#### *Au Plio-Quaternaire :*

Au Pliocène, les séquences sismiques s'homogénéisent sur l'ensemble de la plate-forme aquitaine. Elles constituent un cortège transgressif comprenant trois termes : (i) à la base, un faciès transgressif, composé de réflexions parallèles continues surmonté d'un faciès homogène de haut niveau marin lui-même surmonté par un faciès chaotique où des structures en chenaux sont visibles, notamment à la base. Ces deux derniers faciès pourraient correspondre au terme supérieur d'ennoyage maximum d'une unité génétique. Cette unité correspondrait à l'apparition, vers le milieu du Pliocène, des premières grandes oscillations climatiques du niveau marin qui se poursuivront au Quaternaire. L'érosion consécutive à une chute du niveau marin affecte, au moins en partie sinon en totalité, le sommet de l'unité précédente. Ainsi, les unités génétiques qui pourraient être présente sur le plateau aquitain sont toujours incomplètes et donc difficile à intégrer dans un contexte global. Cependant, il semblerait qu'elles soient mieux conservées dans la partie subsidente du plateau sud aquitain.

Les différences qui existent entre les plate-formes nord et sud aquitaines sont essentiellement liées à la vitesse de progradation, qui augmente fortement vers le Sud, ainsi

qu'à la présence de diapirs de plus en plus actifs vers le Sud. Ceux-ci provoquent des déformations dans les strates sismiques.

*Au Pléistocène terminal :*

Les faciès de la dernière unité sismique s'organisent en une séquence de dépôt. Ces faciès sont, ici aussi, différents entre les plate-formes nord et sud-aquitaine. Cependant, cette séquence montre, sur l'ensemble de la plate-forme, 3 grandes zones allongées longitudinalement du Nord vers le Sud.

Sur la plate-forme nord-aquitaine, les dépôts de la zone externe se sont mis en place lors de deux épisodes de bas niveaux marins. Au niveau des dépôts transgressifs, seuls les dépôts de la dernière période transgressive, pas encore érodés, ont été conservés. La zone médiane comprend une unité transgressive de faible épaisseur recouverte par un placage sableux. La zone interne est bien développée, et mieux organisée qu'au Sud. Les dépôts constituent un cortège de faciès transgressifs comprenant des faciès littoraux d'avant plage passant à des faciès de complexes tidaux, le tout surmonté par un faciès d'ennoyage maximum.

Sur la plate-forme sud-aquitaine, les cortèges de la zone externe sont plus nombreux et correspondent à un empilement de prismes mis en place lors des bas niveaux marins et au cours des remontées marines qui se sont succédées au Pléistocène supérieur. Chaque prisme correspondrait à des cycles stratigraphiques de cinquième ordre ( 25 Ka) mis en place entre le stade 6 ( 150 Ka) et l'Actuel. La zone médiane est constituée de quelques dépôts de bas niveau marin qui se biseautent rapidement vers l'Est. Ils sont recouverts par la dernière unité transgressive. La zone interne, peu développée, est ici aussi constituée de dépôts transgressifs et de hauts niveaux marins.

Facteurs de contrôle de la sédimentation

Parmi les facteurs qui ont régi la sédimentation au Néogène sur la plate-forme aquitaine, les variations du niveau marin ont fourni l'essentiel du contrôle de l'architecture et de la distribution des prismes et des séquences de dépôt. Cependant, les particularités que nous avons relevé et qui font l'originalité des deux plate-formes nord et sud aquitaine sont d'ordre régional. Elles sont liées à la morphologie et aux comportements structuraux de chacune des plates-formes qui contrôlent la répartition et l'épaisseur des séquences :

- au Nord, une stabilité structurale, avec éventuellement de faibles mouvements verticaux de type armoricain,

- au Sud, une subsidence relativement importante qui prolonge celle du bassin de Parentis.
- à la limite des deux régions, une zone « flexure » affectée de failles normales et de décrochements, souvent de direction hercyno-armoricaine, et héritées d'accidents plus anciens et plus profonds.

Enfin, nous avons signalé que la tectonique salifère avait joué un rôle important. Elle apparaît sur la bordure méridionale de la plate-forme nord aquitaine et sur la zone de flexure entre les deux plate-formes, où elle crée des sillons d'effondrement et des dômes qui contrôlent le drainage d'écoulements sédimentaires (gravitaires ?) vers l'axe dépressionnaire Cap Ferret – Parentis. Sur la plate-forme Sud, ces événements diapiriques deviennent plus importants, compartimentant la région en hauts fonds et bassins subsidents qui vont contrôler la distribution et les architectures sédimentaires.

### Perspectives

Afin de mieux caractériser les unités sismiques du substratum, il faudrait traiter le profil Nord-Sud de sismique 24 traces. Ce profil, de plus grande pénétration que les profils sparker, permettrait une meilleure représentation des réflexions profondes et un calcul des vitesses des ondes sismiques.

Il serait également souhaitable d'obtenir des carottages ou des vibro-carottages relativement longs (de l'ordre de 20 m ou plus) afin de caler et de vérifier l'interprétation sismique.

Il serait aussi intéressant de poursuivre l'étude plus au Sud afin de réaliser la liaison morpho-structurale et morpho-sédimentaire avec la région du canyon de Capbreton.

Enfin, les corps sédimentaires de bordure de plate-forme, que nous avons décrits sur la bordure externe nord aquitaine, mériteraient une étude plus poussée faisant intervenir de la sismique très haute résolution (sondeur de sédiment « CHIRP » et boomer seistec) ainsi que des carottages et des vibrocarottages.

## ***Bibliographie***

ALIMEN H., 1964

*Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre*  
Mém. Carte Géol. Fr., Paris

ALOISI J.C., 1986

*Sur un modèle de sédimentation deltaïque, contribution à la connaissance des marges passives*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Perpignan

ALLEN G.P., 1982

*Sedimentary structures, their character and physical basis*  
Development in Sedimentology, n° 30, A 30 B, vol. I, 594 p, vol. II, 664 p

ALLEN G. P., POSAMENTIER H. W., 1994

*Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide-and-wave-dominated incised valleys: Example from the Gironde estuary, France*  
in Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 225-240

ALVINERIE J., 1969

*Données sédimentologiques sur le stratotype de l'Aquitainien*  
Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy, Proc. IV Session, Bologna, Giornale di Geologia (2) XXXV, fasc. IV, pp 57-74

ALVINERIE J., 1969

*Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain ; Interprétation stratigraphique et paléogéographique,*  
Thèse Sc. Nat., Bordeaux n°218

ALVINERIE A., ENTUNES M. T., CAHUZAC B., LAURIAT-RAGE A., MONTENAT C., PUJOL C., 1992

*Synthetic data on the paleogeographic history of Northeastern Atlantic and Beltic-Rifian basin, during the Neogene (from Brittany, France, to Morocco)*  
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, vol. 95, pp 263-286

ALVINERIE A., BARRIER J., CARALP M., ITTEL D., KLINGEBIEL A., MAGNE J., MOYES J., 1967

*Reconnaissance des fonds marins et des séries superficielles de la plate-forme continentale au large de la côte landaise (golfe de Gascogne, France)*  
Actes soc. Linnéenne Bordeaux, vol. spéc., congrès A.F.A.S., 1967, pp 121-127

ALVINERIE J., DUCASSE O., GAYET J., LABRACHERIE M., PRATVIEL L., PUJOL C., VEILLON M., 1978

*Contribution à la connaissance du Cénozoïque du Golfe de Gascogne : Etude du forage off shore d'Antarès 101*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 24, pp 179-188



ALVINERIE J., DUVERGE J., GAYET J., VIGNEAUX M., 1971

*Intérêt paléogéographique des cartes d'isobathes et d'isopaques du Miocène des landes Aquitaines*

Földtani Közlöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc., vol. 101, pp 120-129, Colloquim on the Neogene, Budapest, 1969, 4-9 September

ALVINERIE J., PRATVIEL L., VEILLON M., VIGNEAUX M., 1974

*Le Cénozoïque profond de la plate-forme continentale dans la partie centrale du golfe de Gascogne*

Coll. Intern. Sur l'Exploitation des Océans, Bordeaux, France

AL-ZOUBI A., BRINK U., 2001

*Salt diapirs in the Dead Sea basin and their relationship to Quaternary extensional tectonics*

Marine and Petroleum Geology, vol. 18, Issue 7, pp 779-797

ARBOUILLE D., 1987

*La sédimentation de la plate-forme continentale nord-aquitaine au Quaternaire terminal : un exemple de système transgressif*

Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1

ARBOUILLE D., LEGIGAN P., WEBER O., 1985

*Séquence élémentaire types du proche plateau interne nord-aquitain*

Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 38, pp 31-48

ARBOUILLE D., CARBONEL P., TURON J. L., WEBER O., 1987

*Caractères de la sédimentation de la plate-forme nord-aquitaine au Quaternaire terminal*

Coll. Intern. Océanol., Perpignan, C.I.E.S.M.

ASHLEY G. M., SHERIDAN R. E., 1994

*Depositionnal model for valley fills on a passive continental margin*

in Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 286-301

ATLAS GEOLOGIQUE DU BASSIN D'AQUITAINE, 1974,

B.R.G.M., ELF/Re, ESSO-REP, S.N.P.A., Publ. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 27 pl., 1 carte

AZAMBRE B., ROSSY M., ELLOY R., 1981

*Les dolerites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine*

Bull. Soc. Géol. De France, vol. 7, n°23, pp 263-269

BARD E., HAMELIN B., FAIRBANK ; R. G., 1990

*U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados*

Chemical Geology, vol. 84, n°1-4, pp 157-158

BARTHE X., CASTAING P., 1989

- Etude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne*  
Oceanologica Acta, vol. 12, n°4, pp325-334
- BARUSSEAU J. P., 1973  
*Evolution du plateau continental rochelais (golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène, les processus actuels de la sédimentation*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1
- BERGGREN W. A., HOLLISTER C. D., 1974  
*Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic ocean*  
in Studies in Paleo-oceanography, edited by Hay W. W., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°20, pp 126-186
- BERNE S., LERICOLAIS G., MARSSET T., BOURILLET J.F., DE BATIST M., 1998  
*Erosionnal offshore sand ridges and lowstand surfaces : examples from tide- and wave-dominated environment of France*  
Journal of Sedimentary Research, vol. 68, n°4, July 1998, pp 540-555
- BLOOM A. L., BROECKER W. S., CHAPPEL J. M., MATTHEWS R. K., MESOLLELA K. J., 1974  
*Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast : New  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates from the Huron Peninsula, New Guinea*  
Quaternary Research, vol. 4, pp 185-205
- BOILOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B., 1984  
*Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*  
éd. Masson
- BOIS C., GARIEL O., 1994  
*Deep seismic investigation in the Parentis basin (southwestern France)*  
in : A. Mascle ed., Hydrocarbon and petroleum geology of France, sp. Pub. E.A.P.G., 4, Springer- Verlag, pp 173-186
- BOIS C., GARIEL O., LEFORT J-P., ROLET J., BRUNET M-F., MASSE P., OLIVET J-L., 1997  
*Geologic contribution of the Bay of Biscay deep seismic survey : a summary of the main scientific results, a discussion of the open questions and suggestions for further investigation*  
Mém. Soc. géol. France, n. s. , n° 171, pp 193-209
- BOIS C., PINET B., GARIEL O., 1997  
*The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparaison between the Parentis basin and other European rifts and basins*  
Mém. Soc. géol. France, n. s., n° 171, pp 143-165
- BRGM ELF/RE, ESSO-REP, SNPA, 1974  
*Atlas géologique du Bassin d'Aquitaine*  
Publication BRGM, Orléans

BROWNE I., 1994

*Seismic stratigraphy and relict coastal sediments off the east coast of Australia*  
Marine Geolgy, vol. 121, pp 81-107

BRUNET M. F., 1983

*La subsidence du bassin d'Aquitaine au Mésozoïque et au Cénozoïque*  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 297, pp 599-602

BRUNET M. F., 1994

*Subsidence in the Parentis Basin (Aquitaine, France) : Implications of the Thermal Evolution*  
in : A. Mascle ed., Hydrocarbon and petroleum geology of France, sp. Pub. E.A.P.G., 4, Springer- Verlag, pp 187-198

BRUNET M. F., BESLIER M. O., 1990

*Proposition d'un modèle d'évolution de la subsidence du bassin de Parentis – Comparaison avec les modèles analogiques en extension*  
Soc. Géol. France édit. Paris, 13ème reunion des sciences de la Terre, Grenoble, p 23

CAHUZAC B., 1980

*Stratigraphie et paléogéographie, de l'Oligocène au Miocène moyen, en Aquitaine sud-occidentale*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1

CAHUZAC B., JANIN M. C., STEURBAUT E., 1995

Biostratigraphie de l'Oligo-Miocène du bassin d'Aquitaine fondée sur les nannofosiles calcaires. Implications paléogéographiques  
Géol. Fr., vol. 2, pp 57-82

CARALP M., 1971

*Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paléoclimatique*  
Thèse d'état, Bordeaux 1, n° 330

CARALP M., 1972

*Essai de stratigraphie du Pléistocène marin terminal d'après les paléoclimats observés dans des carottes du golfe de Gascogne*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 12, VI, n°3, pp 403-412

CARALP M., JULIUS C., MOYES J., VIGNEAUX M., 1960

*La stratigraphie du Néogène en Aquitaine sud-occidentale*  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 251, pp 2210-2212

CARALP M., JULIUS C., MOYES J., VIGNEAUX M., 1966

*L'interprétation stratigraphique de l'enchaînement des faciès du Miocène inférieur Aquitain*  
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 1, pp 115-142

CARALP M., VIGNEAUX M., 1960

- Aspect structural du Médoc atlantique*  
Extrait du bulletin de la société géologique de France, 7<sup>ème</sup> série, t. 2, pp 796-800
- CASTAING P., 1981  
*Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde*  
Thèse d'état, Université de Bordeaux 1, n° 701
- CASTAING P., FERAL A., KLINGEBIEL A., 1971  
*Paléogéographie de l'Holocène sur le plateau continental au large de l'embouchure de la Gironde*  
C.R. Somm. Soc. Géol. France, Paris, fasc. 6, pp 325
- CASTAING P., FERAL A., GAYET J., KLINGEBIEL A., 1974  
*Cadre géologique de l'embouchure de la Gironde*  
C. R. somm. S. G. F.
- CASTAING P., KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., 1974  
*Critères géologiques de prospection et de détermination de l'importance et de la qualité des gisements sous-marins d'agrégats dans le Golfe de Gascogne*  
Colloque International sur l'Exploitation des Océans, vol. 2, Bx 102, 12p
- CASTAING P., PHILIPPS I., WEBER O., 1982  
*Répartition et dispersion des suspensions dans les eaux du plateau continental aquitain*  
Oceanologica Acta, vol. 5, n° 1
- CAVANIE A., EZRATI R., 1976  
*Etude statistique de la houle littorale proche du déferlement*  
Annales hydrographiques du SHOM, vol. 743
- CHAPPEL J., SHACKLETON N. J., 1986  
*Oxygen isotopes and sea-level*  
Nature, vol. 324, pp137-140
- CHAUMILLON E., MASCLE J., 1997  
*From foreland to forearc domains : New multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean)*  
Marine Geology, vol. 138, pp 237-259
- CHIOCCI F. L. and ORLANDO L., 1996  
*Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes*  
Marine Geology, vol. 134, Issues 1-2, pp 127-143
- CHIOCCI F. L. and ORLANDO L., TORTORA P., 1991  
*Small-scale seismic stratigraphy and palaeogeographical evolution of the continental shelf facing the SE Elba island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy)*  
J. Sediment. Petrol., vol. 61, pp 506-526
- CHOLET J., DAMOTTE B., GRAU G., DEBYSERJ., MONTADERT L., 1968

- Recherches préliminaires sur la structure géologique de la marge continentale du golfe de Gascogne. Commentaires sur quelques profils de sismique réflexion « flexotir ».*  
Rev. Inst. fr. Pétrole, vol. 8, n° 9, pp 1029-1045
- CIRAC P., BERNE S., LERICOLAIS G., WEBER O., 1997  
*Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental nord aquitain (océan Atlantique, France)*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 168, n°6, pp 717-725
- CIRAC P., BERNE S., CASTAING P., WEBER O., 2000  
*Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine*  
Oceanologica Acta, vol. 23, n° 6, pp 663-686
- CLERO A., 1972  
*Etude géologique et structurale du plateau continental Landais entre la Pointe de Grave et le Bassin d'Arcachon par sismique réflexion*  
Mémoire de DEA de Géologie de l'environnement de l'Université de Bordeaux 1
- COJAN I., RENARD M., 1997  
*Sédimentologie*  
Éd. Masson, 418 p
- COLLOTTE P., 1985  
*Le plateau central nord aquitain. Caractérisation morphosédimentaire et interprétation dynamique des dépôts Holocène*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1
- CORREGGIARI A., ROVERI M., TRINCARDI F., 1992  
*Regressioni « forzate », regressioni « deposizionali » e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-aternarie (Adriatico centrale)*  
Giornale di Geologia 54, pp 19-36
- CREMER M., 1983  
*Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes de Haute Provence)*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1
- CURNELLE R., DUBOIS P., SEGUIN J. C., 1982  
*The Mesozoic-Tertiary evolution of the Aquitaine Basin*  
Phil. Trans. R. soc. Lond., vol. A, n° 305, pp 63-84
- CURNELLE R., DUBOIS P., 1986  
*Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 8, n°4, pp 529-546
- DALRYMPLE R., BOYD R., ZAITLIN B. A., 1994

- History of research, types and organisation of incised-valley systems: introduction to the volume*  
in *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 3-10
- DAMOTTE B., DEBYSERJ., DELTEIL J. R., MONTADERT L., 1969  
*Nouvelles données structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion « flexotir ».*  
Rev. Inst. fr. Pétrole, vol. 24, n° 9, pp 1061-1072
- DARDEL R. A., ROSSET R., 1971  
*Histoire géologique et structurale du bassin de Parentis et de son prolongement en mer*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.1, pp IV.2-1 à IV.2-28
- DEMARCO G., BALLESTO R., RAGE J-C., GUERIN C., MEIN P. AND MEON H., 1983  
*Données paléoclimatiques du néogène de la Vallée du Rhône (France)*  
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 42, Issues 3-4, pp 247-272
- DEREGNAUCOURT D., 1981  
*Contribution à l'étude géologique du Golfe de Gascogne*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'université Pierre et Marie Curie de Paris VI
- DESERCES R., KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., THIBAUT C., 1972  
*Sur l'évolution des cours inférieurs de l'Adour et de ses affluents au Quaternaire récent*  
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°12, pp 141-149
- DESREUMAUX C., CLEMENT B., FABRE R., MARTINS-CAMPINA B., 2002  
*Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes*  
C. R. Géoscience, vol. 334, pp 197-203
- DIAZ J.I., MALDONADO A., 1990  
*Transgressive sand bodies on the Maresme continental shelf, western Mediterranean sea*  
Marine Geology, n° 91, pp 53-72
- DUBREUILH J., 1989  
*Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine, passage aux formations palustres, lacustres et marines*  
document du BRGM n°172
- DURRIEU DE MADRON X., CASTAING P., NYFFELER F., COURP T., 1999  
*Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay*  
Deep-Sea Research II, vol. 46, pp 2003-2027

DYER K.E., 1970

*Linear erosional furrows in Southampton water*  
Nature, Londres, vol. 225, pp 56-58

ERCILLA G., FARRAN M., ALONSO B., DIAZ J.I., 1994b

*Pleistocene progradational growth pattern of the northern Catalonia continental shelf (northwestern Mediterranean)*  
Geo-Mar. Lett., vol. 14, pp 264-271

*L'estuaire de la Gironde*, 1995

Les cahiers n° 2, actes du 3<sup>ème</sup> colloque, Saint-Georges-de-Didonne, publiés par le Conservatoire de l'Estuaire

*Etude structurale de la zone littorale d'Aquitaine entre le Verdon et Biscarosse-Plage*

Rapport, convention n°81, Mission Interministérielle pour l'aménagement de la côte aquitaine

EXXON, 1978

*SNEAP, Interprétation stratigraphique des sections sismiques*  
Mémoire AAPG n°26

FALLER A.J., 1977

*Preliminary studies of controlled Langmuir circulations*  
Yech. Note, Institute for Physical Science and Technology, University of Maryland, B.N. 861, 59 p

FALLER A.J., CAPONI E.A., 1978

*Laboratory studies of wind-driven Langmuir circulations*  
J. Geophys. Res., vol. 83, pp 3617-3633

FAUGERES J-C., CUIGNON R., FENIES H., GAYET J., 1986

*Caractères et facteurs d'un comblement littoral à l'Holocène supérieur : passage d'un domaine estuarien à un domaine lagunaire (Bassin d'Arcachon, France)*  
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°39, pp 95-116

FERAL A., 1970

*Interprétation sédimentologique et paléogéographique des formations alluviales flandriennes de l'estuaire de la Gironde et de ses dépendances marines*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'université de Bordeaux 1

FIELD M., TRINCARDI F., 1991

*Regressive coastal deposits on quaternary continental shelves: Preservation and legacy*  
Society for Sedimentary Geology, special publications n°46, pp 107-122

FITZGERALD D.M., BALDWIN C.T., IBRAHIM N.A., HUMPHRIES S.M., 1992

*Sedimentation and morphologic evolution of a beach-ridge barrier along an indented coast: Buzzards Bay, Massachusetts*  
Quaternary coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, SEPM special publication n° 48, pp 65-75

FOYLE A. M., OERTEL G. F., 1997

*Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system : Virginia inner shelf, USA*  
Marine Geology, vol. 137, pp 227-249

FRAPPA M., GERARD M., 1975

*Golfe de Gascogne, éléments pour une proposition d'histoire structurale*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'université de Bordeaux 1

FRIED E., MORELOT G., 1973

*Evolution bathymétrique du bassin de Parentis au cours du Crétacé*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 15, série 7, n°1, pp 26-39

FULTHORPE C., AUSTIN J., MOUNTAIN G., 1999

*Buried fluvial channels off New Jersey: Did sea-level lowstands expose the entire shelf during the Miocene?*  
Geology, vol. 27, n°3, pp 203-206

FUNNEL B.M., 1995

*Global sea-level and the (pen)-insularity of late Cenozoic Britain*  
In R.C. Preece (Ed.), *Island Britain: a Quaternary perspective*. Geol. Soc. Spec. Publ., vol. 96, pp 3-13

GAILHARD G., KMIERLUCK C., WINNOCK E., 1971

*Interprétation d'un profil sismique tire sur la plage Atlantique de Mimizan aux Pyrénées*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.1, pp IV.3-1 à IV.3-9

GALLOWAY W. E., 1977

*Catahoula Formation of the Texas Coastal Plain: depositional systems, composition, structural development, ground-water flow, history, and uranium distribution*  
Austin, Univ. Texas, Bur. Econ. Geology Report of Investigations n° 87, 59 p

GALLOWAY W. E., 1981

*Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems*  
Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, edited by Ethridge F. G. and Flores R. M., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°31, pp 127-155

GALLOWAY W.E., 1989a

*Genetic stratigraphy sequences in basin analysis- part I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units*  
Bull. Am. Assoc. Geol. 73, pp 125-142

GARIEL O., BOIS C., CURNELLE R., LEFORT J-P., ROLET J., 1997

*The ECORS Bay of Biscay deep seismic survey. Geological framework and overall presentation of the work*  
Mém. Soc. Géol. France, n. s., n° 171, pp7-19



GAYET J., 1980

*L'ensemble des environnements oligocènes nord aquitains : un modèle de plate-forme marine stable à sédimentation carbonatée, tome II*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1

GAYET J., CUIGNON R., FAUGERES J. C., 1986

*Caractères morpho-sédimentaires et processus dynamiques dans un delta édifié en milieu lagunaire mésotidal (delta de la Leyre : bassin d'Arcachon)*  
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, N°39, pp 39-57

GENSOUS B., TESSON M., 1996

*Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf*  
Sedimentary Geology, vol. 105, pp 183-190

GENSOUS B., TESSON M., 1997

*Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne : Organisation stratigraphique et conditions de mise en place*  
C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 325, série II, pp 695-701

GENSOUS B., TESSON M., ARNOLD M., 1993

*Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (France) : Confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain*  
C. R. Acad. Sc. Paris, t. 317, série II, pp 803-810

GENSOUS B., WILLIAMSON D., TESSON M., 1993

*Late-Quaternary and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France)*  
Spec. Publs Int. Ass. Sediment., vol. 18, pp 197-211

*Golfe de Gascogne : fiches synthétiques des forages marins*

Documentation du Ministère du Développement Industriel et Scientifique, Service de conservation des gisements d'hydrocarbures

GRIFFIN D. L., 2002

*Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean*  
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 182, Issues 1-2, pp 65-91

GUILLOCHEAU F., 1991

*Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : Nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées*  
Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-aquitaine, vol. 15, n° 2, pp 383-410

HAQ B. U., HARDEDNBOL J., VAIL P. R., 1988

*Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 71-108

HARDENBOL, J., THIERRY J., FARLEY M. B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P. C., VAIL P. R., 1998

*Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins*  
In de Graciansky, P. C., Hardenbol J., Jacquin T. and Vail P. R. (eds), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins : SEPM Special Publication vol. 60, pp3-13

HARRIS P. T., 1994

*Incised valleys and backstepping deltaic deposits in a foreland-basin setting, Torres strait and Gulf of Papua, Australia*  
in Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 98-108

HEAP A. D., NICHOL S. L., 1997

*The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand*  
Marine Geology, vol. 144, pp 229-252

HINE A. C., SNYDER S. W., 1985

*Coastal lithosome preservation: Evidence from the shoreface and inner continental shelf off Bogue banks, North Carolina*  
Marine Geology, vol. 63, pp 307-330

HISCOTT R. N., WILSON R. C. L., GRADSTEIN F. M., PUJALTE V., GARCÍA-MONDÉJAR J., BOUDREAU R. R., WISHART H. A., 19911990

*Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic*  
AAPG Bull., vol. 74, n°1, pp 60-76

HONORE S., 1999

*Etude des corps sédimentaires de bordure de plate-forme au large de l'embouchure de la Gironde*  
Mémoire du DEA Environnements et Paléo-environnement Océaniques

HUNT D., TUCKER M., 1995

*Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply*  
Sedimentary Geology, pp 147-160

HUUSE M., LYKKE-ANDERSEN H., 2000

*Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: Morphology and origin*  
Quaternary Science Reviews, vol. 19, pp 1233-1253

JENNETTE D. C., JONES C. R., VAN WAGONER J. C., LARSEN J. E., 1991

*High-resolution sequence stratigraphy of the upper cretaceous Tooto sandstone: The relationship between incised valleys and hydrocarbon accumulation, San Juan basin, New Mexico*

- AAPG Field Conference, September 21-28 1991, Sequence stratigraphy applications to shelf sandstone reservoirs, outcrop to subsurface examples, published by the AAPG
- JERVEY M.T., 1988  
*Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expression*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 47-69
- JOHNSON D. P., SEARLE D. E., HOPLEY D., 1982  
*Positive relief over buried post-glacial channels, great barrier reef province, Australia*  
Marine Geology, vol. 46, pp 149-159
- JOUANNEAU J. M., WEBER O., LATOUCHE C., VERNET J. P., DOMINIK J., 1989  
*Erosion, non-deposition and sedimentary processes through a sedimentological and radioisotopic study of surficial deposits from the "ouest-Gironde vasière" (Bay of Biscay)*  
Continental Shelf Research, vol. 9, n° 4, pp 325-342
- KARCZ I., 1974  
*Reflexions on the origin of small-scale longitudinal streambed scours*  
In Fluvial Geomorphology, MORISAWA éd., Publications in Geomorphology, State University of New York at Binghamton, pp 149-173
- KENDALL C. G., LERCHE I., 1988  
*The rise and the fall of eustasy*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 3-17
- KENYON N.H., 1970  
*The origin of some transverse sand patches in the Celtic sea*  
Geol. Mag., Cambridge, vol. 107, n° 4, pp 389-394
- KIEKEN M., 1973  
*Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 15, série 7, n°1, pp 40-50
- KINDINGER J. L., BALSON P. S., FLOCKS J. G., 1994  
*Stratigraphy of the Mississippi-Alabama shelf and the Mobile river incised-valley system*  
in Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 84-95
- KLINGEBIEL A., 1967  
*Etude sédimentologique du Paléogène Nord-aquitain. Interprétation lithostratigraphique et paléogéographique*  
Thèse Sc. Nat., Bordeaux, n°187

- KLINGEBIEL A., 1972  
*Le Bassin d'Aquitaine*  
In Géologie régionale de la France, chap. 9
- KLINGEBIEL A., GAYET J., 1995  
*Fluvio-lagoonal sedimentary sequences in Leyre delta and Arcachon bay, and Holocene sea level variations, along the Aquitaine coast (France)*  
Quaternary International, vol. 29/30, pp 111-117
- KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., 1978  
*Histoire géologique des divagations de l'Adour*  
Actes Congrès de Bayonne, 28-29 Oct. 1978, « IVème Centenaire du détournement de l'Adour », pp 23-33
- KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., 1985  
*Histoire géologique de la Grande Lande*  
Actes du Colloque de Sabres, 27-29 Nov. 1981, « La Grande Lande, histoire naturelle et géographie historique », pp 13-30, éd. du CNRS et du PNRLG
- KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., 1992  
*Cadre géologique et structure du bassin de la Leyre*  
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 51-52, pp 7-20
- KLINGEBIEL A., LAPIERRE F., LARROUDE J., VIGNEAUX M., 1968  
*Presence d'affleurements de roches d'âge miocène sur le plateau continental du Golfe de Gascogne*  
C. R. Acad. Sc. Paris, t. 266, 11, Série D, pp 1102-1109
- KNEBEL H., CIRCE R., 1988  
*Late Pleistocene drainage systems beneath Delaware Bay*  
Marine Geology, vol. 78, pp 285-302
- KOUTSIKOPOULOS C., LE CANN B., 1996  
*Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy*  
Scientia Marina, vol. 60, pp 9-19
- LAPIERRE F., 1970  
*Fleuves et rivages préflandriens sur le plateau continental du golfe de Gascogne*  
Quaternaria XII, pp 207-216
- LAUGHTON A. S., BERGGREN W. A., et al., 1972  
*Shipboard Scientific Party, sites 116 and 117*  
Initial Reports of DSDP, vol. 12, Washington
- LAVILLE H., TURON J. L., TEXIER J. P., RAYNAL J. P., DELPECH F., PAQUEREAU M. M., PRAT F., DEBENATH A., 1983  
*Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine et du golfe de Gascogne au Pléistocène supérieur depuis le dernier interglaciaire*

- Actes Coll. AGSO Bordeaux, Mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°34, et CNRS Cahiers du Quaternaire, n° special, pp 219-241
- LE CANN B., PINGREE R., 1995  
*Circulation dans le Golfe de Gascogne : une revue des travaux récents*  
Actas del IV Colloquio Internacional sobre Oceanographia del Golfo de Viscaya. Santander, Avril 1994, pp 217-234
- LEGIGAN P., 1979  
*L'élaboration de la formation du sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène- Pléistocène centre Aquitain*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1
- LEIBOVITCH S., 1977  
*On the evaluation of the system of wind drift currents and Langmuir circulations in the ocean, Part I: Theory and averaged current*  
Fluid. Mech. Londres, vol. 79, pp 715-743
- LERICOLAIS G., ALLENOU J.P., BERNE S. and MORVAN P. (1990)  
*A new system for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection data,*  
Geophysics, 55, pp 1036-1046
- LERICOLAIS G., BERNE S., 1990  
*Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme*  
Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 14, n° 1, pp 185-196
- LERICOLAIS G., BERNE S., FENIES H., 2001  
*Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay)*  
Marine Geology, vol. 175, pp 183-197
- LESUEUR P., TASTET J. P., 1994  
*Facies, internal structures and sequences of modern Gironde-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France*  
Marine Geology, vol. 120, pp 267-290
- LESUEUR P., TASTET J. P., MARAMBAT L., 1996  
*Shelf mud fields formation within historical times: Examples from offshore the Gironde estuary, France*  
Continental Shelf Research, vol. 16, n° 14, pp 1849-1870
- LESUEUR P., TASTET J. P., WEBER O., SINKO J. A., 1991  
*Modèle faciologique d'un corps sédimentaire péritique de plate-forme: La vasière ouest-Gironde (France)*  
Oceanologica Acta, vol. SP, n° 11
- LESUEUR P., WEBER O., MARAMBAT L., TASTET J. P., JOUANNEAU J. M., TURON J. L., 1989

- Datation d'une vasière de plate-forme Atlantique au débouché d'un estuaire : La vasière à l'Ouest de la Gironde (France) est d'âge historique (VI<sup>e</sup> siècle à nos jours)*  
C. R. Acad. Sc. Paris, t. 308, série II, pp 935-940
- LEVEQUE P., MARTIN G., RICOLVI M., VIGNEAUX M., 1968  
*Apports d'une campagne de sismique réflexion à la connaissance paléogéographique du nord du golfe de Gascogne*  
Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 5, pp 186-195
- LE VOT M., ALLANIC M., DEREGNAUCOURT D., GUITTARD M., 1993  
*Aquitaine basin : 3-D seismic, a reliable tool for deep gas exploration and field development*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 77, n°9, p 1642
- LIMOND W. Q., GRAY F., 1974  
*A seismic study in the Bay of Biscay*  
Earth and Planetary Science Letters, vol. 23, pp 357-368
- LOBO F. J., HERNANDEZ-MOLINA F. J., SOMOZA L. and DIAZ DEL RIO V. (2001)  
*The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain),*  
Marine Geology, vol. 178, Issues 1-4, 15, pp 171-195
- LOCKER S., HINE A., TEDESCO L., SHINN E., 1996  
*Magnitude and timing of episodic sea-level rise during the last deglaciation*  
Geology, vol. 24, n° 9, pp 827-830
- LOUTIT T. S., HARDENBOL J., VAIL P. R., 1988  
*Condensed sections: The key to age determination and correlations of continental margin sequences*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 183-212
- MAC LEAN S.R., 1981  
*The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons*  
In Sedimentary dynamics on continental shelves, NITTROUER C.A. éd., Developments in sedimentology, Elsevier, Amsterdam, n° 32
- MARANI M., TAVIANI M., TRINCARDI F., ARGNANI A., BORSETTI A.M., ZITELLINI N., 1986  
*Pleistocene progradation and post-glacial events of the NE Tyrrhenian continental shelf between the Tiber River Delta and Capo Circeo*  
Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 36, pp 67-90
- MARSSET T.,  
*Guide d'utilisation de SITHERE*  
Rapport interne IFREMER
- MARTIN G., 1968

*Sondages réfraction sur la pente continentale du Golfe de Gascogne*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Montpellier

MARTINSEN O. J., 1994

*Evolution of an incised-valley fill, the Pine ridge sandstone f southeastern Wyoming, U.S.A.: Systematic sedimentary response to relative sea-level change*  
in *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 110-128

MASSE L., 1997

*The early Cretaceous Parentis basin (France). A basin associated with a wrench fault*  
Mém. Soc géol. France, n. s., n° 171, pp 177-185

MATHIEU C., 1986

*Histoire géologique du sous-bassin de Parentis*  
Bull. des centres de Recherches Exploratio-Production Elf Aquitaine, vol. 10, n° 1, pp 33-47

MATTAUER M., SEGURET M., 1971

*Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.1, pp IV.4-1 à IV.4-24

MEULEMKAMP J. E., SISSINGH W., *et al.*, 2000

*Early to Middle Ypresian, Late Lutetian, Late Rupelian, Early Burdigalian, Early Langhian, Late Tortonian, Piacenzian-Gelasian*  
In J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrienlyck, E. Barner, B. Biju-Duval, M. F. Brunet, J. P. Cadet, S. Crasquin, M. Sandulescu (eds), *Atlas Peri-Tethys Paleogeographic Maps*, CCGM/CGMW, Paris, cartes 17-23

MIGNIOT C., 1977

*Action des courants, de la houle et du vent sur les sediments*  
Extrait de LA HOUILLE BLANCHE, n°1

MITCHELL A.H.G., READING H.G., 1975

*Sedimentation and tectonics*  
*Sedimentary environments and facies*, edited by H.G. Reading, ed Elsevier- New York, chap 14, pp 439-476

MITCHUM R. M., 1977

*Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy*  
C.E. Payton Ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration*, AAPG, Mem. 26, pp 205-212

MITCHUM R. M., VAIL P.R., SANGREE J.B., 1977

*Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*  
C.E. Payton Ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration*, AAPG, Mem. 26, pp 117-133

- MITCHUM R. M., VAIL P. R., THOMPSON S., 1977  
*Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis*  
C.E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration, AAPG, Mem. 26, pp 53-62
- MITCHUM R. M., VAIL P. R., 1977  
*Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure*  
C.E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration, AAPG, Mem. 26, pp 135-143
- MITCHUM R.M., VAN WAGONER J.C., 1991  
*High-frequency sequences and their stacking patterns: Sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles*  
Sedimentary Geology, vol. 70, pp 131-160
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DEBYSER J., FAIL J.P., DELTEIL J.R., VALERY P., 1970a  
*Continental margin in the Bay of Biscay*  
SCOR Symp. On the Geol. Of the East Atlantic continental Margin. Cambridge 1970, Report n° 70/15 IG5 B71
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DELTEIL J.R., VALERY P., 1970b  
*Etude de la marge continentale du Golfe de Gascogne. Interprétation géologique*  
Rapport d'avancement IFP n°15928, réf. ERALP-ELF : 01-D-30.0.1923
- MONTADERT L., DAMOTTE B., FAIL J.P., DELTEIL J.R., VALERY P., 1971  
*Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.2, pp VI.14-1 à VI.14-42
- MONTADERT L., WINNOCK E., 1971  
*L'histoire structurale du Golfe de Gascogne*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.2, pp VI.16-1 à VI.16-18
- MOUGENOT, 1985  
*Progradation of the portuguese continental margin: interpretation of seismic facies*  
Marine Geology, vol. 69, pp 113-130
- MOUSSIE B., MOUSSIE C., 1972  
*Mode de gisement des complexes aquifères du Quaternaire et du Tertiaire en bordure du littoral du bassin Nord-Aquitain*  
C. R. somm. S. G. F., vol. 2, pp 62-63
- MOYES J., 1965  
*Les ostracodes du Miocène Aquitain. Essai de paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie*  
Bordeaux, éd. Drouillard



MOYES J., PEYPOUQUET JP., 1971

*Les ostracodes indicateurs d'un paléorivage pléistocène en bordure du plateau continental du Golfe de Gascogne*

Extrait du « compte rendu sommaire des séances de la société géologiques de France, vol. 44, p219

MOYES J., PEYPOUQUET JP., 1977

*Evolution de l'environnement marin au Tertiaire supérieure en Aquitaine méridionale*

Bull. Soc. Géol. De France, vol. 7, t. 19, n° 2, pp 289-298

MURAOUR P., MARTIN G., RICOLVI M., FRAPPA M., 1971

*Etude par sismique réfraction de la marge continentale des Landes*

Bull. Soc. Géol. De France, vol. 10, n°6, pp 101-109

NAUDIN J-J., 1971

*Etude morphostructurale du plateau Aquitain français*

Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'université de Bordeaux 1

NAUDIN J-J., PRUD'HOMME R., VIGNEAUX M., 1972

*Les aspects morphologiques de la grande zone de discontinuité du Golfe de Gascogne et de l'Aquitaine occidentale*

C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 275, pp 1099-1102

NICHOL S., BOYD R., PENLAND S., 1994

*Stratigraphic response of wave-dominated estuaries to different relative sea-level and sediment supply histories: Quaternary case studies from Nova Scotia, Louisiana and Eastern Australia*

in Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 265-283

NISHIKAWA T., ITO M., 2000

*Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces, paleo-Tokio Bay, Japan*

Sedimentary Geology, vol. 137, pp 25-42

NUMMEDAL D., SWIFT D., 1987

*Transgressive stratigraphy at sequence- bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*

Sea- level fluctuation and coastal evolution, edited by Nummedal D., Pilkey O.H., and Howard J.D., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°41, pp 241-260

PARK S-C., HAN H-S. et YOO D-G., 2003

*Transgressive sand ridges on the mid-shelf of the southern sea of Korea (Korea Strait): formation and development in high-energy environments,*

Marine Geology, Volume 193, Issues 1-2, Pages 1-18

PERRODON A., 1987

*Panorama des recherches pétrolières en France*

- Bull. Soc. Géol. De France, vol. 8, III, n°7, pp 1357-1363
- PINGREE R., LE CANN B., 1989  
*Celtic and Armorican slope and shelf residual currents*  
Progress in Oceanography, vol. 23, pp 303-338
- PINGREE R., LE CANN B., 1990  
*Structure, strength and seasonality of the slope currents in the bay of Biscay region*  
Journal of Marine Biology Association of England, vol. 70, pp 857-885
- PINTER N., GARDNER T. W., 1989  
*Construction of a polynomial model of sea-level : Estimating paleo-sea levels continuously through time*  
Geology, vol. 17, pp 295-298
- PONTEE N. I., TASTET J-P., MASSE L. ,1998  
*Morpho-sedimentary evidence of Holocène coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France*  
Oceanologica Acta, vol. 21, n° 2, pp 243-261
- POSAMENTIER H., ALLEN G., JAMES D., TESSON M., 1992  
*Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance*  
AAPG Bull., vol. 76, pp 1687-1709
- POSAMENTIER H., JERVEY M., VAIL P., 1988  
*Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 109-124
- POSAMENTIER H., JERVEY M., VAIL P., 1988  
*Eustatic controls on clastic deposition II-Sequence and systems tract models*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 125-154
- PRATVIEL L., 1972  
*Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire Ouest-Aquitain pendant l'Oligocène*  
Thèse Doc. Es Science, Bordeaux 1, t. 1, t. 2
- PRUD'HOMME R., 1972  
*Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative*  
Thèse Doc. Es Sc., Université de Bordeaux 1
- PRUD'HOMME R., GOTTIS M., 1962  
*Considérations sur la géomorphologie des pays aquitains. Configurations hydrogéologiques et déformations structurales récentes*

- Coll. Paléogène Bordeaux, Mém. BRGM, Paris, n° 28, t. 1, pp 479-462
- PRUD'HOMME R., VIGNEAUX M., 1971  
*Hypothèses sur l'organisation structurale du Golfe de Gascogne en fonction de l'analyse morphologique*  
C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 272, pp 527-530
- PUJOS M., 1976  
*Ecologie des Foraminifères benthiques et des thecamoebiens de la Gironde et du plateau continental Sud-Gascogne. Application à la connaissance du Quaternaire terminal de la région Ouest-Gironde*  
These Sc. Nat., Bordeaux 1, n° 461
- RABINEAU M., BERNE S., LEDREZEN E., LERICOLAIS G., MARSET T., ROTUNNO M., 1998  
*3-D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France*  
Marine and Petroleum Geology, n°15, pp 439-452
- READING H.G., 1975  
*Facies*  
Sedimentary environments and facies, edited by H.G. Reading, ed Elsevier- New York, chap 2, pp 4-14
- REY J., 1997  
*La stratigraphie : fondements et perspectives*  
In Stratigraphie, terminologie française, Comité Français de Stratigraphie, Mémoire 19, éd. elf ep, pp 1-7
- REYNAUD J-Y, 1996  
*Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique Méridionale*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'université de Lille
- RICATEAU R., VILLEMIN J., 1973  
*Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 15, série 7, n°1, pp 30-39
- RICOLVI M., 1968  
*Sondages réfraction sur le plateau continental*  
Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Montpellier
- ROBERT JP., 1996  
*Géologie du plateau continental français. Données recueillies à l'occasion de la mise au point d'un étinceleur et de son utilisation au profit de certains ports français et de l'Institut Français du Pétrole*  
Géotechnip Octobre 1996
- ROCHER M., LACOMBE O., ANGELIER J., 1998

- Tectogenèse pyrénéenne dans le bassin flexural d'Aquitaine: Apports de la reconstitution de paléocontraintes*  
C. R. Acad. Sci. Paris, série II, vol.326, pp 129-135
- ROGNON P., 1983  
*Essai de définition et typologie des crises climatiques*  
Actes Coll. AGSO Bordeaux, mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°34, et CNRS Cahiers du Quaternaire, n. spécial, pp 151-164
- ROLET J., 1997  
*The concealed basement of Aquitaine*  
Mém. Soc géol. France, n. s., n° 171, pp 115-141
- ROSENTHAL L., 1988  
*Wave-dominated shorelines and incised valley trends : Lower Cretaceous Glauconite formation, west-central Alberta*  
In D. P. James, D. A. Leckie (eds), Sequence stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 15, pp 207-220
- ROUCHY J.-M., BLANC-VALLERON M.-M., 1999  
*Le Cénozoïque en Europe*  
In Les âges de la Terre, Ed. Fröhlich F. et Schubnel H.-J., MNHN, Paris, pp 86-90
- ROWAN M. G., JACKSON M. P., TRUDGILL B. D., 1999  
*Salt-related fault families and fault welds in the Northern gulf of Mexico*  
AAPG Bulletin, vol. 83, n° 9, pp 1454-1484
- RUDDIMAN W.F., McINTYRE A., 1981  
*Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle*  
Science, vol. 212, n° 4495, pp 617-627
- RUPKE N.A., 1975  
*Deep clastic seas*  
Sedimentary environments and facies, edited by H.G. Reading, ed Elsevier- New York, chap 12, pp 372-415
- SANGREE J.B., WIDMIER J. M., 1977  
*Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies*  
C.E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration, AAPG, Mem. 26, pp 165-184
- SARG J. F., 1988  
*Carbonate sequence stratigraphy*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 155-181
- SERRANO O., GUILLOCHEAU F., LEROY E., 2001

- Evolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques*  
C. R. Acad. Sci. Paris, série IIA, vol. 332, pp 37-44
- SHACKLETON N. J., BERGER A., and PELTIER W. R., 1991  
*An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*,  
Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sciences, vol. 81, pp 251-261
- SCHECK M., BAYER U., LEWERENZ B., 2003  
*Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases—results from 3D structural modelling, backstripping and reflection seismic data*  
Tectonophysics, vol. 361, Issues 3-4, pp 277-299
- SCHUMM S.A., 1973  
*Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*  
In Morisawa M. (Ed.), *Fluvial Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, New York, pp 299-310
- SCHUMM S. A., 1981  
*Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications*  
Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, edited by Ethridge F. G. and Flores R. M., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°31, pp 19-29
- SCHUMM S. A., MEYER D. F., 1979  
*Morphology of alluvial rivers of the Great Plains*  
Great Plains Agr. Council Pub. 91, pp 9-14
- SHACKLETON N., BERGER A., PELTIER W.R., 1991  
*An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scales based on ODP Site 677*  
Trans. Royal Soc. Edinburgh (Earth Sci.), vol. 1, pp 252-261
- SHERIDAN R. E., ASHLEY G.M., WALDNER J. S., HALL D. W., UPTEGROVE J., 2000  
*Offshore-Onshore correlation of upper Pleistocene strata, New Jersey Coastal Plain to continental shelf and slope*  
Sedimentary Geology, vol. 134, pp 197-207
- SIBUET J. C., AUTOT G., LE PICHON X., 1971  
*Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils de sismique*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.2, pp VI.10-1 à VI.10-31
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J-M., 1997  
*Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary paleosurface I, the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin*  
Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, vol. 129, pp 51-79
- SLOSS L.L., 1963

- Sequences in the cratonic interior of North America*  
Geol. Soc. America Bull., vol. 74, pp 93-114
- SOMOZA L., HERNANDEZ-MOLINA F. J., DE ANDRES J. R., REY J. (1998)  
*Continental shelf architecture and sea-level cycles: Late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cadiz, Spain*  
Geo-Marine Letters, vol. 117, pp 133-139
- SOUQUET P., PEYBERNES B., 1970  
*Distinction de deux bassins crétacés d'âge différent dans la zone du flysch, entre les vallées du Salat et de l'Arize (Pyrénées centrales)*  
C. R. somm. S. G. F., vol. 8, pp 321-322
- SOURDILLON O., 1960  
*Etude micropaléontologique du Tertiaire du forage de Frouas (Landes)*  
Rev. Micropal., Paris, vol. 3, n° 2, pp 81-94
- STEWART S., COWARD M., 1995  
*Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK,*  
Marine and Petroleum Geology, vol. 12, Issue 5, pp 457-475
- STUBBLEFIELD W.L., MAC GRAIL D.W., KERSEY D.G., 1984  
*Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf*  
In Siliclastic shelf sediments, editors: Tillman R.W. et Siemers, C.T., Soc. Of Eco. Paleonto. Et Mineral., Spec. Publi., n° 34, pp 1-23
- SUPING P., FLORES R., 1996  
*Modern Pearl River Delta and Permian Huainan coalfield, China: a comparative sedimentary facies study*  
Org . Geochem., vol. 24, n° 2, pp 159-179
- SUTTER J.R., BERRYHILL H.L. JR, PENLAND S., 1987  
*Late Quaternary sea- level fluctuations and depositional sequences, southwest Louisiana continental shelf*  
Sea- level fluctuation and coastal evolution, edited by Nummedal D., Pilkey O.H., and Howard J.D., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°41, pp 199-219
- SWIFT D.J.P., FREELAND G.L., 1978  
*Current linéations and sand waves on the inner shelf, middle Atlantic bight of North America*  
J. of Sed. Pet., Tulsa, vol. 48, n° 48 (4), pp 1257-1266
- SWIFT D.J.P., Mc KINNEY T.F., STAHL S., 1984  
*Recognition of the transgressive and post transgressive sand ribbons of the New Jersey continental shelf*  
Siliclastic shelf sediments, edited by Tillman R.W., Siemers C., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°34, pp 25-62

SWIFT D.J.P., PHILIPS S., THORNE J.A., 1991

*Sedimentation on continental margins IV: lithofacies and depositional systems*

In Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequences Stratigraphy, edited by Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A., International Association of Sedimentologists, special publication n°14, pp 89-152

SWIFT D.J.P., PHILIPS S., THORNE J.A., 1991

*Sedimentation on continental margins V: parasequences*

In Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequences Stratigraphy, edited by Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A., International Association of Sedimentologists, special publication n°14, pp 153-187

SWIFT D.J.P., THORNE J.A., 1991

*Sedimentation on continental margins I: a general model for shelf sedimentation*

In Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequences Stratigraphy, edited by Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A., International Association of Sedimentologists, special publication n°14, pp 3-32

TAVARES DE MACEDIO DIAS G., 1976

*Morphologie et évolution du prisme sédimentaire littoral et du proche plateau continental sur la côte aquitaine entre Hourtin et le Porge (Médoc, France)*

Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1

TESSON M., ALLEN G. P., RAVENNE C., 1993

*Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf*

Spec. Publs Int. Ass. Sediment., vol. 18, pp 183-196

TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G. P., RAVENNE C., 1990

*Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France*

Marine Geology, vol. 91, pp 325-332

TERS M., 1976

*Les lignes de rivage quaternaire de la côte atlantique*

in La préhistoire française, les civilisations paléolithiques et mésolithiques, sous la direction de De Lumley H.

THOMAS M. A., ANDERSON J. B., 1994

*Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised-valley system, Texas continental shelf*

in Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 65-82

THORNE J. A., SWIFT D. J. P., 1991

*Sedimentation on continental margins, VI: A regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. Sedimentation on continental margins*

In Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequences Stratigraphy, edited by Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A., International Association of Sedimentologists, Special Publication n°14, pp 189-255

TORRES J., 1995

*Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale)*

Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bretagne Occidentale

TORTORA P., 1996

*Depositional and erosional coastal processes during the last postglacial sea-level rise: An example from the central Tyrrhean continental shelf (Italy)*

Journal of Sedimentary Research, vol. 66, pp 391-405

TRINCARDI F., CORREGGIARI A., ROVERI M., 1994

*Late Quaternary transgressive erosion and deositin in a modern epicontinental shelf : the Adriatic Semiencloded Basin*

Geo-Marine Letters, vol. 14, pp 41-51

TRINCARDI F., FIELD M., 1991

*Geometry, lateral variability, and preservation of downlapped regressive shelf deposits : Eastern Ryrhenian margin, Italy*

Journal of Sedimentary Petrology, vol. 61, pp 75-90

TURCQ B., 1984

*Faciès et formes sédimentaires du plateau nord aquitain, réponse aux processus hydrodynamiques actuels*

Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Bordeaux 1

VAIL P.R., 1987

*Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I : seismic stratigraphy interpretation procedure*

Atlas of Seismic Stratigraphy, vol. 1, Ed. Bally, A.W., Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol. N°27, pp 1-10

VAIL P. R., AUDERMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N., PEREZ-CRUZ C., 1991

*The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview*

In Cycles and Events in Stratigraphy, edited by Einsile G., Ricken W., Seilacher A., pp 617-659

VAIL P.R., COLIN JP., DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F., TRIFILIEFF V., 1987

*La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris*

Bull. Soc. Géol. De France, vol. 3, n° 7, pp 1301-1321

VAIL P.R., HARDENBOL J., TODD R.G., 1984

*Northern North SEA Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy*

J.S. Schlee Ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation, AAPG, Mém. 36, pp 129-144



VAIL P. R., MITCHUM R. M. Jr., TODD R.G., WIDMERI J.W., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N., HATELIED W.G., 1977

*Seismic stratigraphy and global changes of sea level*

C.E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration, AAPG, Mém. 26, pp 49-212

VALERY P., DELTEIL J.R., COTTENCON A., MONTADERT L., DAMOTTE B., FAIL J.P., 1971

*La marge continentale d'Aquitaine*

Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.1, pp IV.8-1 à IV.8-23

VANNEY J. R., 1977

*Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*

Ed. SEDES, 473

VANNEY J. R., 1977

*Géomorphologie des plates-formes continentales*

Ed. doin, 300p

VANNEY J. R., HORN R., MARTIN G., 1972

*La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sur la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine (entre 45°40' et 46°40' lat. Nord)*

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 275, série D, p 2829-2832

VAN WAGONER J. C., 1985

*Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change: Abstract and Poster Session*

Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Mid-Year Meeting, Golden, Colorado, pp 91-92

VAN WAGONER J. C., POSAMENTIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUTIT T. S., HARDENBOL J., 1988

*An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*

in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 39-45

VIGNEAUX M., 1971

*Bilan d'étude d'environnement marin et application dans le Golfe de Gascogne*

Coll. International sur l'Exploitation des Océans, Bordeaux, France, Mars 1971, Thème III, t. 2, G 1-05, pp 1-66

VIGNEAUX M., 1972

*Interprétation comparée de données climatiques, stratigraphiques et paléogéographiques : Applications au Quaternaire récent du plateau continental au SW de Rochebonne (golfe de Gascogne)*

Colloques Internationaux du C.N.R.S., n° 219- Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène

WALKER R.G., WISEMAN T.R., 1995

- Lowstand surfaces, transgressive incised shorefaces, and forced regressions: examples from the Wiking Formation, Joarcam area, Alberta*  
Journal of Sedimentary Research, vol. B65, pp 132-141
- WEBER O., ARBOUILLE D., FAUGERES J. C., 1987  
*Séquences sédimentaires granoclassées de haute énergie sur une plate-forme continentale à niveau marin constant : Exemple de la plate-forme atlantique du Nord de l'Aquitaine (France)*  
C. R. Acad. Sc. Paris, t. 304, série II, n° 19, pp 1191-1194
- WILLIAMS D. F., 1988  
*Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic*  
in Sea-level changes: An integrated approach, edited by Wilgus C., Hastings B., Kendall C., Posamentier H., Ross C., Van Wagoner J., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 42, pp 31-36
- WINNOCK E., 1971  
*Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine (Contribution à l'histoire géologique du Golfe de Gascogne)*  
Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t.1, pp IV.1-1 à IV.1-30
- WINNOCK E., 1973  
*Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 15, série 7, n°1, pp 5-12
- WINNOCK E., 1974  
*Le bassin d'Aquitaine*  
In Géologie de la France, Debelmas J. éd., DOIN, Paris, I, pp 259-293
- WINNOCK E., FRIED E., KIEKEN M., 1973  
*Les caractéristiques des sillons aquitains*  
Bull. Soc. Géol. De France, vol. 15, série 7, n°1, pp 51-60
- YOO D-G., PARK S-C., 2000  
High-resolution study as a tool for sequence stratigraphy evidence of high-frequency sea-level changes: latest Pleistocene-Holocene example from the Korea Strait  
Journal of Sedimentary Research, n° 70 (2), pp 296-310
- YOO D-G., PARK S-C., SUNWOOD. et OH J-H., 2003  
*Evolution and chronology of late pleistocene shelf-perched lowstand wedges in the Korea strait,*  
Journal of Asian Earth Sciences, Available online 11 February 2003
- YOSHIDA S., 2000  
*Sequence and facies architecture of the upper Blackhawk Formation and the Lower Castlegate Sandstone (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah, USA*  
Sedimentary Geology, vol. 136, pp 239-276
- ZAITLIN B. A., DALRYMPLE R. W., BOYD R., 1994

*The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change*

in *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, edited by Dalrymple R., Boyd R., Zaitlin B. A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n°51, pp 45-60

## Liste des figures

---

Figure 1 : Limite du Bassin Aquitain et position de la zone d'étude.

Figure 2 : Carte morphostructurale du Plateau Aquitain (d'après Bois et Gariel, 1994).

Figure 3 : Reconstitution du réseau hydrographique au Pliocène (in Legigan, 1979).

Figure 4 : Carte des principaux cours d'eau du Bassin Adour-Gironde (in [www.eau-adour-gironde.fr/presentation\\_bassin-c.html](http://www.eau-adour-gironde.fr/presentation_bassin-c.html)).

Figure 5 : Reconstitution du Bassin de Parentis à travers des coupes-temps (in Bois et Gariel, 1994). *Ab* Albien ; *Ap* Aptien ; *E* Paléocène-Eocène ; *J* Jurassique ; *LC* Crétacé supérieur ; *MM* Miocène ; *NB* Néocomien-Barrémien ; *O* Oligocène.

Figure 6 : Schéma des atterrissements détritiques au cours du Tertiaire, à gauche à l'Oligocène et à droite au Miocène (in Legigan, 1979, d'après les données de l'Atlas Géologique d'Aquitaine, 1974).

Figure 7 : Isobathes de la base du Miocène inférieur (in Alvinerie et al., 1971).

Figure 8 : Isobathes de la base du Plio-Quaternaire (in Alvinerie et al., 1971).

Figure 9 : Coupe sismique traversant le front d'accrétion tectonique au Nord-Ouest du Plateau Landais.

Figure 10 : Profils sismiques extraits de la thèse de Frappa et Martin (1975) montrant les faciès des unités A, B, C et D, dont les âges seraient respectivement post-Miocène, Miocène, Oligocène supérieur et Paléogène.

Figure 11 : Coupe étinceleur située au Nord du forage d'Antarès (in Alvinerie et al., 1967).

Figure 12 : Schéma synthétique de la répartition des structures sédimentaires dans les dépôts du dernier cycle climatique du Quaternaire sur le plateau continental Nord-aquitain (in Cirac et al., 1997).

Figure 13 : Route des missions ITSAS.

Figure 14 : Synoptique de la chaîne d'acquisition sismique monotrace (in Torres, 1995).

Figure 15 : A profil sondeur de sédiment EDOWESTERN utilisé pendant ITSAS1 ; B profil sondeur de sédiment en mode CHIRP utilisé pendant ITSAS2.

Figure 16 : A- Profil "sparker" non traité présenté en mode raster (desech). B- Profil "sparker" après traitement.

Figure 17 : Concepts de base d'une séquence de dépôt (Mitchum et al., 1977). En haut : coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. En bas : coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt.

Figure 18 : Relations entre les réflexions sismiques et les limites des séquences sismiques (d'après Mitchum et al., 1977). A- Relations entre les réflexions sismiques et la limite supérieure de la séquence, B- Relations entre les réflexions sismiques et la limite inférieure de la séquence.

Figure 19 : Paramètres internes des réflexions : fréquence, continuité et amplitude.

Figure 20 : Configuration externe des séquences.

Figure 21 : A. Charte de Haq et al. (1988). B. Variation au Plio-Quaternaire (Shackleton et al. (1991) et Funnel (1995)).

Figure 22 : Courbe très haute résolution des fluctuations du niveau marin lissée (entrait continu) et courbe SPECMAP (en pointillée) surimposée pour le Quaternaire terminal obtenue à partir des travaux de Bloom et al. (1974), Chappel et Shackleton (1986), Pinter et Gardner (1989) et Bard et al. (1990).

Figure 23 : Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires.

Figure 24 : Réponse stratigraphique d'une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : surfaces remarquables - correspondance des découpages en séquences de dépôts (Posamentier et al., 1988) et en empilement de séquences génétiques (Cross, 1988) (in Guillocheau, 1991).

Figure 25 : Illustration schématique du modèle de Thorne et Swift (1991).

Figure 26 : Les différentes zones morphostructurales de la plate-forme aquitaine.

Figure 27: Profil "sparker" itsk090

Figure 28 : Partie Nord du profil sparker itsk013.

Figure 29 : Partie centrale du profil sparker itsk013.

Figure 30 : Partie Sud du profil sparker itsk013.

Figure 31 : Partie Nord du profil sparker itsk017.

Figure 32: Profil sparker itsk017b.

Figure 33 : Partie du profil itsk2045.

Figure 34 : Profil sparker itsk016 montrant la progradation vers l'ouest de la plate-forme.

Figure 35 : Profil sparker itsk014.

Figure 36 : Profil sparker itsk076.

Figure 37 : Profil sparker itsk066.

Figure 38 : Partie Nord du profil "sparker".

Figure 39 : Profil sparker itsk017.

Figure 41 : Partie Ouest du profil sparker itsk077.

Figure 42 : Carte des isochrones de la discontinuité S2 en mstd.

Figure 43 : Carte des isopaques de l'unité U2 en mstd.

Figure 44 : Evolution de la dépression de Mimizan.

Figure 45 : Partie du profil "sparker" itsk124.

- Figure 46 : Partie du profil sparker itsk124 montrant une disposition en grabben (a) de l'unité sismique U6, avec à l'Est une inversion des pendages des strates (b).
- Figure 47 : Partie de profil "sparker" itsk109.
- Figure 48 : Profil "sparker" itsk096.
- Figure 49 : Profil "sparker" itsk2006.
- Figure 50 : Carte des isochrones de la surface S5 en ms td.
- Figure 51 : Carte des isopaques de l'unité U5 en ms td.
- Figure 52 : Profil "sparker" itsk109.
- Figure 53 : Profil "sparker" itsk093.
- Figure 54 : Partie du profil "sparker" itsk124.
- Figure 55 : Détails du profil sismique très haute résolution itsk096 localisés sur la figure 48.
- Figure 56 : Profil monotrace itmt2012b.
- Figure 57 : Profil "sparker" itsk098.
- Figure 58 : Profil "sparker" itsk103.
- Figure 60 : Carte des isopaques de l'unité U4 en ms td.
- Figure 61 : Evolution paléogéographique de la zone à l'Ouest d'Hourtin entre les unités U5 et U3.
- Figure 62 : Profil "sparker" itsk095.
- Figure 63 : Profil "sparker" itsk110.
- Figure 64 : Profil "sparker" itsk004 et itsk004b montrant le remplissage de trois dépressions par l'unité sismique U2.
- Figure 65 : Carte des isochrones de la surface S3 en ms td.
- Figure 66 : Carte des isopaques de l'unité U3 en ms td.
- Figure 67 : Entailles de l'unité U3.
- Figure 69 : Profil "sparker" itsk111.
- Figure 70 : Carte des isochrones de la surface S2 en ms td.
- Figure 71 : Carte des isopaques de l'unité U2 en ms td.
- Figure 72 : Détail de la carte des isopaques de l'unité U2 (figure 71) en ms td.
- Figure 73 : Tableau de stratigraphie séquentielle corrélant les limites d'unités sismiques de la plate-forme nord-aquitaine avec les limites de séquences selon le diagramme de Vail et al. (1984 et 1987) et d'Hardenbol et al. (1998).
- Figure 74 : Extrait de la charte stratigraphique de Haq et al. (1988) correspondant au Miocène.
- Figure 75 : Section longitudinale idéalisée d'un système simple de vallées incisées montrant la distribution de : (A) les environnements de dépôts, (B) les cortèges sédimentaires (d'après Zaitlin et al., 1994).
- Figure 76 : Evolution polyphasée du réseau hydrographique au Miocène sur la bordure méridionale de la plate-forme nord-aquitaine.
- Figure 77 : Caractéristiques géométriques et sédimentaires des courants "bedload, mixed-load, et suspended-load" dans les segments de chenaux. D'après Galloway (1977).
- Figure 78 : Classification des chenaux basés sur le modèle et le type de charge sédimentaire avec l'indication de leur stabilités variables et relatives associées (d'après Schumm et Meyer, 1979).
- Figure 79 : Partie du profil "sparker" itsk117.
- Figure 80 : Carte de la surface S2 regroupant les figures 43 et 70.
- Figure 81 : Les éléments structuraux de la plate-forme aquitaine.
- Figure 82 : Ecorché géologique sous la couverture meuble (unité 1) à partir des profils sismiques "sparker".
- Figure 83 : Carte bathymétrique de la plate-forme aquitaine établie à partir des données du SHOM.
- Figure 84 : Profil "sparker" itsk076.
- Figure 85 : Détail de la figure 38.
- Figure 86 : Détail de la figure 27 montrant la superposition des 2 types de faciès sismique au sein des séquences de dépôt de l'unité U1.
- Figure 87 : Détail de la figure 84.
- Figure 88 : Détail de la figure 27.
- Figure 89 : Profil sondeur de sédiment itsd2038.
- Figure 90 : Détail de la figure 27.
- Figure 92 : Carte des isochrones de la discontinuité S1, en ms td.
- Figure 93 : Carte des isopaques de l'unité 1 en ms td.
- Figure 94 : Carte des isopaques de la séquence 1-6 de l'unité U1, en ms td.
- Figure 95 : Carte des isopaques de la séquence 1-5 de l'unité U1, en ms td.
- Figure 96 : Carte des isopaques des séquences 1-2 à 1-4 de l'unité U1, en ms td.
- Figure 97 : Carte des isopaques de la séquence 1-1 de l'unité U1, en ms td.
- Figure 98 : Processus de mise en place de la séquence type de la plate-forme sud-aquitaine externe.

## Liste des figures

---

- Figure 99 : Cadre stratigraphique du dépôt de la couverture meuble sur la plate-forme sud-aquitaine : première hypothèse.
- Figure 100 : Cadre stratigraphique du dépôt de la couverture meuble sur la plate-forme sud-aquitaine : deuxième hypothèse.
- Figure 101 : A- Profil "sparker" SW-NE. Les réflexions internes au corps dunaire sont parallèles, de faible amplitude et de bonne continuité. B- Profil "sparker" Est-Ouest.
- Figure 102 : Profils sondeurs de sédiment.
- Figure 103 : L'unité U1 est constituée de 3 sous-unités représentées sur cette figure, recouverte par le placage sableux W1.
- Figure 104 : Carte des sous-unités affleurantes et des corps sédimentaires (d'après les faciès du 3,5 kHz).
- Figure 105 : Profil sondeur de sédiment itsd2007.
- Figure 106 : Partie sud du profil "sparker" itsk117.
- Figure 107 : Détail de la figure 70.
- Figure 108 : Carte détaillée des isopaques de l'unité U1 entre N45°30 et N45°40.
- Figure 109 : Carte des isochrones de la base de W3 en ms td.
- Figure 110 : Carte des isopaques de W3 en ms td.
- Figure 111 : Carte des isochrones de la base de W2 en ms td.
- Figure 112 : Carte des isopaques des corps A, B et C en ms td.
- Figure 113 : Début du profil sondeur CHIRP itsd2048.
- Figure 114 : Courbes bathymétriques espacées de 2 m, à partir des données de l'epSHOM.
- Figure 115 : Profil sondeur de sédiment itsd2048.
- Figure 116 : Quatre parties du profil "sparker" itsk092.
- Figure 117 : Les 4 sous-unités composant l'unité U1 au niveau de la zone interne sont bien développées.
- Figure 118 : Détail du profil "sparker" itsk108b.
- Figure 119 : Partie du profil sondeur de sédiment itsd2006.
- Figure 120 : Carte des isochrones de la surface S1 en ms td.
- Figure 121 : Epaisseur de l'unité U1 du plateau aquitain en ms td.
- Figure 122 : Des apports venant de la Gironde auraient pu former des lobes sédimentaires (a) visible sur la carte bathymétrique et situés au niveau de la rupture de pente des 100 m qui correspond au bas niveau marin du dernier glaciaire.
- Figure 123 : Mise en place de l'unité U1 au niveau de la zone « Ouest » externe.
- Figure 124 : Mise en place de l'unité U1 au niveau de la zone « Sud » externe, en face de Lacanau.
- Figure 125 : Mise en place de l'unité U1 au niveau de la zone centrale au Nord et au Sud de la plate-forme nord-aquitaine.
- Figure 126 : Processus de mise en place des sous-unités E4, E3, E2 et E1 sur la plate-forme interne et médiane de la plate-forme nord-aquitaine.

# **Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène**

## **Résumé**

L'étude de l'évolution de la mise en place de la couverture sédimentaire de la plate-forme aquitaine, entre l'embouchure de la Gironde et le canyon de Capbreton, s'est effectuée à partir de l'interprétation de profils sismiques haute et très haute résolution. Le type de sismique utilisée impliquant une pénétration réduite, l'étude débute à la fin du Paléogène et s'est essentiellement tournée vers le Plio-Quaternaire et le Quaternaire, peu étudiés jusqu'à présent.

La couverture sédimentaire étudiée est constituée de six grandes unités sismiques. Ces unités sont interprétées en terme de stratigraphie séquentielle et de processus. La plate-forme aquitaine présentant une structure très différente au Nord et au Sud, l'étude de ces processus de dépôt met en évidence les différences qui existent au niveau de la sédimentation et des facteurs qui contrôlent la mise en place des unités. Certains facteurs sont liés aux propriétés même du substratum (tectonique, diapirisme) ou dépendent de l'environnement (apports sédimentaires, position des paléo-fleuves), d'autres sont allocycliques (eustatisme). Les premiers conditionnent l'épaisseur et la position des unités, les derniers sont responsables des limites des unités et de leur cyclicité.

La dernière unité, la couverture meuble, présente une séquence complète avec un cortège de bas niveau marin, un cortège transgressif et un cortège de haut niveau marin. Son étude détaillée a permis l'établissement de modèles de terrains.

**Mots-clès :** séquence, stratigraphie, processus, couverture meuble, plate-forme aquitaine

## **Morphostructurale and morphosedimentary evolution of the aquitaine shelf since the Neogene**

## **Abstract**

The study of the aquitaine shelf sedimentary cover evolution, between the mouth of the Gironde estuary and the Capbreton canyon, takes place from the high and very high seismic profile interpretation. The study since the Neogene period is linked with the low penetration of the seismic.

Six great seismic units compose the sedimentary cover. These units are interpreted with the sequential stratigraphy. The processes are studied. The aquitaine shelf structure is really different from the North to the South. The processes study brings out the sedimentary and the control factors differences. Some factors are linked with the substratum properties (tectonic, diapirism) or depend on the environment (sedimentary inputs, paleo-river positions), other factors are allocyclic (eustatism). The firsts determine the unit thickness and position, the lasts are responsible for units boundaries and cyclicity.

The last unit presents a complete sequence composed by a low sea-level prism, a transgressive prism and a high sea-level prism. Its detailed study has lead to the trough models establishment.

**Key-words:** sequence, stratigraphy, sedimentary cover, aquitaine shelf